Beiträge zur Sedimentpetrographie der Grazer Umgebung XI.

Petrographie der Gerölle aus den pannonischen Schottern von Laßnitzhöhe, speziell Grube Griessl.

Von JOSEF HANSELMAYER, Graz

Mit 6 Figuren auf 3 Tafeln

(Vorgelegt in der Sitzung am 25. Juni 1959)

Seite

I. Einleitung. Lage und Aufbau der Schottergrube Griessl.

An der ganzen Ostabdachung der Alpen befinden sich ausgedehnte tertiäre und jüngere Schotter- und Sandwechsel. Speziell über die steirischen Vorkommen sind wohl des öfteren einzelne Bemerkungen der Literatur zu entnehmen, aber petrographische Schotteruntersuchungen fehlen fast gänzlich. Einen kleinen Einblick bekam man durch die bezüglichen Studien von Blümel 1952 (rezenter Murkies aus Raach-Graz, Kiessand aus der Umgebung von Leoben, rezenter, diluvialer und pontischer Sand aus dem Gebiet Gösting-Graz), Moosbrugger 1954 (Geschiebeuntersuchung der Enns) und Hanselmayer 1958. Es zeigt sich in den Ausführungen der Geologen, wie groß die Bedeutung eingehender Schotteranalysen wäre. Daran anzuknüpfen sieht sich der Verfasser angeregt und legt daher hiemit eine solche Untersuchung vor.

Den Gegenstand dieser Studie bilden die Sedimente der Schottergrube Griessl in Laßnitzhöhe, 15 km östlich von Graz. Sie liegt in der Nähe der Pension Annenheim in 540 m Seehöhe.

Diese Schottergrube Griessl ist durch das Auffinden zahlreicher Säugetierreste bekannt (hauptsächlich Kiefer- und Extremitätenreste, von unten angegebener Antilopenart auch ein Hornzapfenfragment), wodurch eine genauere stratigraphische Einordnung dieser Sedimentschichten ermöglicht wurde. Reste folgender Arten wurden zutage gefördert (Mottl 1954, 1955):

Antilopen: *Miotragocerus pannoniae* (Kretz.).
Hauerzahniges Urrüsseltier: *Dinotherium giganteum* (Kaup.).
Höckerzahniges Urrüsseltier: *Mastodon longirostris* (Kaup.).
Hornloses Nashorn: *Aceratherium incisivum* (Kaup.).
Schwerfüßiges Nashorn: *Brachypotherium goldfussi* (Kaup.).
Dreizehiges Buschsteppenpferd: *Hipparion gracile* (Kaup.).
Dreizehiges Waldpferd: *Anchitherium aurelianense* (Cuv.).
Wildschwein: *Hyotherium palaeochoerus* (Kaup.).

Diese Säugetierfauna weist auf oberstes Unterpannon bis unteres Mittelpannon hin. Richtige oberpannonische Steppenformen fehlen.

Nach Mitteilung von Frau Dr. Mottl, wofür herzlichst gedankt sei, konnte in Dornegg bei Nestelbach, kaum 4 km entfernt, in den Hangend-Tegeln der Hipparion-Schichte, welche der Lage nach unser Profil unterteufen, auch Mollusken gefunden werden:

Landschnecke: *Tropidomphalus celle depressus* (Wenz), deren loc. typ. Leobersdorf bei Wien, der sogenannte „Horizont D“ ist.

In der Schottergrube Griessl ist ein 12 bis 15 m hohes Profil aufgeschlossen, in dem man deutlich drei Horizonte trennen kann:

a) einen unteren mit relativ grobem Schotter (Profil A) und
b) einen oberen mit kleingerölligem Schotter (Profil B).
c) Darüber liegt eine Löß-Lehmhaube.

Die Hauptfront unterhalb der Sicherungsterrasse ist mit 8 m Brusthöhe aufgeschlossen. Die Gerölle werden häufig dezimetergroß, wenngleich das nicht der (mengenmäßig) größte Geröllanteil ist. Der Wechsel zwischen grob und feiner ist deutlich sichtbar. Es liegen über den Schuttkegeln am Wandfuß, welche maximal bis 4 m hinaufreichen, noch 9 grobe Schotter-Sand-Schichtwechsel. Darüber befindet sich ein weniger differenzierter Stoß (etwa 2 m mächtig) mit einer Bank, welche Schrägschichtung zeigt. In dieser Hauptfront zieht sich in einer Höhe von 3 bis 4 m über der Sohle der Schottergrube eine Bank von „Sommergfrer“ durch die Brust, 1,80 bis 2 m mächtig.

Über der Sicherungsterrasse sind weitere 3,90 bis 4 m mächtige Sand- plus Schotterlagen. Unverkennbar sieht man, daß in diesem Profil B die Schotter an der Basis gröber sind als im Hangenden. In den Mittel- und oberen Bänken wechseln Feinsand, Sand und schotterige Sandlagen mit stellenweise sehr schön ausgeprägter Kreuzschichtung. Verhältnismäßig häufig sieht man diskordante Verbände, welche deutlich das Pendeln der Wasserläufe erkennen lassen, indem über seicht erodierte ältere Schotterreliefs eine Erosion greift, welche neue Rinnen bildet. Und in diese wird dann der nächstjüngere Schotter-Sandwechsel einsedimentiert.

Darüber liegt im Hangenden eine Lehmschichte (Profil C), an der Westseite mit einer Mächtigkeit von meist 70 cm, umgeschwemmt mit schwachem W-Fallen der Schichten. An der Ostseite befindet sich über dem umgeschwemmten älteren Lehmmaterial noch eine massige, ungeschichtete Lößlehmhaube, bis 2,50 m mächtig.

Es wurde angestrebt, einen Einblick in die Petrographie namentlich der Schotter mit ihren Geröllvölkern zu gewinnen. Schon anläßlich der ersten Begehung hat sich herausgestellt, daß es ziemlich bunt aufgebaute Geröllvölker sind, welche einen petrographisch besonders interessanten, aber auch geologisch bedeutsamen Fragenkomplex darbieten, aus dem das gar nicht seltene Auftreten von Geröllen roter Quarzporphyre in zum Teil erheblichen Geröllgrößen hervorgehoben werden soll (HANSELMAYER 1958).

II. Schlitzprobe aus dem oberen Schotterprofil.

Um einen ersten Einblick in den Aufbau der Schotter zu bekommen, wurde oberhalb der Sicherungsterrasse im kleinkörnigen Schotter geschlitzt, eine Probe entnommen und dieselbe an Ort und Stelle wie folgt aufgearbeitet:

a) Feinfraktion: Korn kleiner als 2,5 mm	2,43 kg =	28,8 Gew.-%
b) Mittelfraktion: Korn zwischen 2,5 und 10 mm	2,55 kg =	30,2 Gew.-%
c) Grobfraktion: Korn über 10 mm ...	3,46 kg =	41,0 Gew.-%
	8,44 kg =	100,0 Gew.-%

Feinfraktion: Der Sedimentanteil unterhalb 2,5 mm besteht zu rund 50 Korn-% aus durchsichtigen bis durchscheinenden Quarzkörnern, ferner aus 5 bis 6% Gelbquarzen, ungefähr ebensoviel Lydit mit etwas feinerem Korn, alle gut bis minder gut abgerollt, weiters 2 bis 3% Muskowit in dünnen Blättchen und um 5% Feldspat. Der Rest ist mit der Lupe nicht trennbares Feines, zum größten Teil auch wieder Quarz.

Die Mittelfraktion wurde nicht näher untersucht.

Grobfraktion: Kleinste Komponenten mit ∅ knapp über 10 mm, größtes Gerölle = 7,0 × 4,5 cm, ein grauer graphitischer Sandstein.

Petrographischer Inhalt:

1. Farbige Quarze: 117,0 dkg = 33,8 Gew.-%. Gelbquarzgerölle, grobkörnig, auch rötliche und graue Quarzgerölle größeren Formates.

2. Die glashellen und durchscheinenden Quarzgerölle, auch milchige, scheinen in der Grobfraktion nur mit 80 g = 2,3% auf. Der Durchmesser liegt maximal bei 2 cm, durchschnittlich bei 1,5 cm mit Schwerpunkt bei den geringeren Größen.

3. Pegmatite: 28,5 dkg = 8,2%. Gerölle in mittlerer Größe bis herunter auf 10 mm, sowohl granitisch-körnige Pegmatite als auch solche mit schrift-granitischer Struktur, letztere stärker vertreten.

4. Lydite: 11 dkg = 3%. Daraus ist zu ersehen, daß diese Gesteinskomponente in die feinsandigen Partien hinein etwas angereichert wird.

Weiters fielen auf:

5. Ein düsterroter Felsitporphyr, ∅ = 12 mm.

6. Ein großes und ein kleines Geröll: Kohliger Quarzsandstein nach Art der Gailtaler Karbonsandsteine.

7. Ein kleiner Plagioklas-Amphibolit, ⌀ = 14 mm. (Auffallend selten!)

8. Zwei Gneise, aplitisch hell, mit Quarzgang.

9. Ein grüner „Semmering-Quarzit" und ein feldspatführender Sandstein.

10. Ein heller Gneisgranit, etwa Gleinalpentypus.

11. Eine geringe Menge Feinglimmerschiefer (durch Verwitterung zermürbt), erinnert an HAMMERS 1924, 1932 feinkörnige Grauwackenschiefer aus dem Palten- und Liesingtal, vgl. auch METZ 1938, 1940.

III. Petrographische Zusammensetzung einer Probe aus dem unteren Schotterprofil.

Die Zusammensetzung der gröberen Schotter ergab sich aus einer Entnahme von rund 200 Einzelgeröllen aus 1 m² Schotterwand der Westseite des Bruches in 1 m Höhe über der Grubenbasis. Es wurden nur Gerölle mit ⌀ von über 10 mm untersucht.

	Stück	Stück-%
Heller, massiger Granit (Zweiglimmergranit, Gr. 20[1])	1	0,5
Aplit	1	0,5
Granitisch körnige Pegmatite, massig, mittelkörnig, ohne sichtbare Neben- oder Übergemengteile	9	4,4
Schriftgranitische Pegmatite	12	5,8
Turmalinpegmatite, massig und verschiefert	7	3,4
Pegmatitphyllonit	1	0,5
Gneise, vorwiegend Biotitgneise	35	17,1
Antigoritit, Gr. 13	1	0,5
Granatquarzit, Gr. 52 (des Altkristallins)	1	0,5
Glimmerquarzite, Gr. 3 u. a. Quarzite (des Altkristallins)	27	13,2
Turmalinquarzit (des Altkristallins)	1	0,5
Graphitführender Quarzit	1	0,5
Lydite bzw. schwarze Kieselschiefer	5	2,4
Gelbbrauner Quarzporphyr, Gr. 2	1	0,5
Junge Quarzite, Typus „Semmeringquarzit", auch Serizitquarzite	15	7,3
Konglomerate bis Breschen, darunter Gr. 7	5	2,4
Restquarze	82	40,0
	205	100,0

[1] Diese Nummern beziehen sich auf die Belegstück- und Dünnschliffsammlung des Verfassers.

Auffallend ist bei dieser Aufsammlung das Fehlen von Karbonatgesteinen, von Eklogiten, Amphiboliten und Diabasen. Eine spätere, wiederholte Nachsammlung am gleichen Ort enthielt unter 200 Geröllen mit ⌀ über 10 mm abermals keine Kalke, Dolomite oder Marmore.

IV. Ausgewählte Beispiele zur Physiographie der Gerölle.

Dieser erste Einblick in den petrographischen Aufbau obiger Sedimente lieferte zwar schon eine Reihe von neuen Befunden, aber für eine vertiefte Bearbeitung dieser so großen Schottermassen erschien doch auch die Durchführung von Siebanalysen wünschenswert.

Gemäß der Differenzierung im Aufbau dieser Schottergrube wurden folgende drei Analysen getätigt:

1. Siebanalyse der gröberen Schotter aus dem Profil A. Fraktionen: —0,04 mm bis 50—70 mm. Untersuchte Materialmenge = 106,44 kg.

2. Siebanalyse der Sand- und Schotterlagen aus dem Profil B (über der Sicherungsterrasse). Fraktionen: —0,06 bis 30—50 mm. Untersuchte Materialmenge = 35,6 kg.

3. Siebanalyse der darüber liegenden Lehmschichte, Profil C. Fraktionen: —0,02 bis 0,4—1,0 mm. Untersuchte Materialmenge = 4,2 kg.

Diese Materialmengen wurden so gewählt, daß bei sorgsamer Durchsicht der Wand konstatiert werden konnte, daß sie die betreffende Schichte über größere Aufschlußlängen repräsentieren.

Die Zielrichtung der vorliegenden Studie war die Aufklärung des gröberen Geröllbestandes. Von der Petrographie feinerer und feinster Fraktionen wurde abgesehen.

Schon mit einfachen Mitteln (Auge, Lupe) war es möglich, eine Anzahl von Gesteinsgruppen zu bestimmen. Von Belegstücken, bei denen wegen der Frage des Vergleiches und der Herkunft die Kenntnis petrographischer Details notwendig erschien, wurden Dünnschliffe bearbeitet.

Es fiel bei der Durcharbeitung der Siebanalysen auf, daß Basite und Metabasite kaum in Erscheinung traten, obwohl sich gerade darunter Gesteine von hoher Widerstandskraft gegen Transportabnützung befinden mußten (z. B. Eklogite, Amphibolite, evtl. Diabase). Daher wurde eigens darnach gesucht und auf der Sohle des Schotterbruches freiliegende Gerölle bzw. Geschiebe in

die Untersuchung einbezogen, um alle Gesteinsvarietäten dieser Schottergrube zu erfassen.

Maßgebend für die eingehende Durcharbeitung einzelner Gesteinsproben war auch die Erfahrung, daß im Geröllmaterial Gesteine vorkamen, deren Beheimatung gegenwärtig aus zwei Gründen nicht sicher festgestellt werden konnte:

1) Weil solche Gesteine bisher aus dem wahrscheinlichen Stammraum, etwa am Rande des mittelsteirischen Beckens noch nicht gemeldet worden sind, oder

2) weil, wenn schon gemeldet, die Physiographie der anstehenden möglichen Vergleichsobjekte literarisch noch aussteht.

Es ist aber entschieden wünschenswert, daß in den Ergebnissen der vorliegenden Bearbeitung gerade die Petrographie solcher Gesteine festgehalten wird, um auch in späteren Zeiten einem Bearbeiter des Herkunftsraumes Vorarbeit und Vergleichsmöglichkeiten zu bieten.

Übersicht über die mit Dünnschliffen versehenen Gesteinsproben

1. Belegstücke aus dem vorher beschriebenen „Unteren Schotterprofil“:

Gr. 2 3 7 13 20 52

2. Gesteinsmuster aus dem Profil A (Korngrößenanalyse, größte Fraktion mit Ø über 50 mm):

Gr. 26 29 39 42 48

3. Gerölle und Geschiebe aus der zweitgrößten Fraktion (mit Ø von 30 bis 50 mm) der Korngrößenanalyse. Profil A:

Gr.	10	53	61	64	71
	50	55	62	65	73
	51	60	63	70	74

4. Lesestücke aus der Schottergrube Griessl:

Gr.	4	8	14	18	54
	5	9	15	19	
	6	11	17	49	

1. Gruppe granitischer Gesteine.

Die Anzahl der Gerölle granitischer Gesteine war schon zahlenmäßig gering. Um so mehr überrascht, daß diese wenigen Vertreter zu verschiedenen Gesteinstypen gehören, welche sowohl in Bezug auf Farbe, Körnung und Textur schon mit freiem Auge leicht unterschieden werden konnten.

a) Orthoklas-Granit, Gr. 42.

Gerölle: 90×53×34 mm, am frischen Bruch hellgrau, gesprenkelt durch die Kombination Feldspat, Quarz und Biotit.

Quarz: U. d. M. polygonale Pflasterquarze in Zeilen, oder Zwickel ausfüllend zwischen den übrigen Komponenten, namentlich den Feldspäten. ⌀ meist 0,032 bis 0,24, vereinzelt Körner mit ⌀ von 0,6 bis 0,8 mm. Man sieht mylonitische Quarzkornbereiche, gelegentlich Mörtelzonen von Feinquarz um größere Quarze.

Alkalifeldspäte: Körner mit guter Spaltbarkeit, sehr gleichmäßiger Auslöschung, Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz häufig, selten Mannebacher-Zwillinge. Völlig unzersetzt. Des öfteren Einschlüsse von runden Quarzkörnern und von Zirkon. Hauptsächlich Orthoklas, ⌀ bis 1,6 mm, selten flauer Mikroklin.

Plagioklase: Albit und Oligoklas mit 20—25% An, eng zwillingslamelliert nach dem Albitgesetz, einschlußfrei, unzonar. Kein Myrmekit. Die Kataklase hat beiderlei Feldspäte erfaßt.

Biotit: X = hellbräunlichgelb, YZ = tief Sepia, fast schwarz. Moiré deutlich, gänzlich in Fetzchen (z. B. 0,45×0,16 mm und kleiner) zerrissen. Die Fetzenzüge umschließen die Trümmer von Quarz oder Feldspat und mengen sich auch in die mylonitischen Quarzkornarten.

Xenotim: Einige kurzprismatische kleine Körnchen, prismatische Spaltung, gerade Auslöschung, Lichtbrechung und Doppelbrechung höher als Apatit, ja sogar als Epidot, optisch positiv.

Zirkon häufiger; hohe Doppelbrechung, optisch einachsig positiv, quadratische Querschnitte.

Orthit tief kolophoniumbraun, metamikt, mit Epidotschale, von Biotit umwachsen.

Apatit wurde nicht beobachtet.

Magnetitkörner und -korngruppen nur vereinzelt.

Infolge der Kataklase ist eine Ausscheidungsfolge nicht vollständig ablesbar, aber doch in einigem Ausmaß. So erscheinen Magnetit, Xenotim und Zirkon als Erstlinge. Es folgte Orthit mit Epidotschale; einige Körnchen hievon sind von Biotit umwachsen, der also nächstjünger ist. Dann kommt der Oligoklas (ältere Plagioklasgeneration); dieser wird ebenso wie Quarz von Orthoklas korrodiert (Einschlüsse in Orthoklas). Eine Anzahl der Orthoklaskörner wurde flau bis scharfgittrig mikroklinisiert. Wahrscheinlich gleichzeitig damit kristallisiert der reine „Schluß“-Albit, neben Pflasterquarz. Über dieses fertige Gesteinsgewebe bricht die

Kataklase herein, welche örtliche Kornzonen mit starker Mylonitisierung veranlaßt hat.

b) Kataklastischer Zweiglimmergranit, Gr. 20.

Gerölle sehr gut gerundet, 138×73×51 mm, hell, weißlich, mit zahlreichen dunklen Biotitschuppen.

Die Hauptgemengteile sind:

1. Quarz: Die größeren Körner mit ⌀ von 0,9 bis 1,4 mm, aber auch viele kleinere aufgesplitterte Körner. Form bald pflastrig, bald gelängt, teils mechanisch zerlegt, teils optisch gespannt. Man sieht ein grobes oder zerdrücktes Pflaster, Interstizien zwischen den Feldspäten füllend.

2. Kali-Natronfeldspäte: ⌀ bis 1—2 mm, Orthoklas oder flauer Mikroklin, zum Teil spindelig, perthitisch entmischt.

3. Plagioklase: Albit bis Oligoklas mit 20% An, Korn-⌀ = 1—2 mm und kleiner, teils mit Muskowit- und Biotiteinschlüssen, manchmal auch mit randkorrodierten, kleinen, tropfenförmigen Quarzeinschlüssen. Myrmekit sehr spärlich und entsprechend der Azidität der Plagioklase mit wenig Quarzstengelchen. Der Plagioklas ist ebenso reichlich vertreten wie der Orthoklas.

4. Biotit: z. B. 0,4×1,3 mm, X = strohgelb bis rötlichgelb, YZ = tief dunkelbraun, manchmal tiefgrün. Charakteristisch ist es, daß die größeren Biotite immer mit Muskowit verwachsen sind, manchmal ist die Verwachsung derart, daß ein ganzer Biotit mit gleicher Orientierung von einem Muskowitkristall umschlossen wird. Selten ist Klinozoisit mit Biotit verwachsen, Chloritisierung von Biotiten kommt vor, vereinzelt bemerkt man Goethit aus einer Biotitumwandlung zu Chlorit herrührend.

5. Muskowit: a) In großen Schuppen, z. B. ⌀ bis 0,6 mm, auch ohne Biotitverwachsung, mit unregelmäßigen lappigen Begrenzungen in der Prismenzone.

b) In einer eigenartig ausfingernden Einwachsung in K-Na-Feldspat und in Plagioklas.

c) In Form sehr kleiner Schüppchen (Mikrolithen), welche verschiedenen Feldspäten in Scharen, manchmal bis zu 3 Scharen, eingewachsen sind. Hierin aber auch größere Täfelchen. Der Muskowit überwiegt über Biotit.

Granat: ⌀ bis 0,54 mm, vereinzelt, farblos bis leicht gelblichrosa, in Ikositetraederformen. Einige Körner sind zerdrückt und auf den Rissen siedelt Chlorit, angewachsene Biotite werden ebenfalls chloritisiert.

Einzelne Limonitfahnen auf Rissen sind deutlich sichtbar. Apatit, Zirkon und Orthit wurden nicht gefunden.

Über die Genesis von Feldspatfüllungen.

Über die Orientierung von Glimmermikrolithen in Feldspäten liegen schon eine Reihe von Studien vor, u. a. auch von ANDREATTA 1933. Aus seinen Bildern der Tafel 1, namentlich aus den Fig. 2 und 3, die sich auf Orthogneise des Vintschgau beziehen, sind zwei bzw. drei hervortretende Scharen von Orientierungen der Glimmertäfelchen im Wirt zu sehen, wie auch in dem von mir studierten Fall (siehe unten). Die wahren Winkel können aus dem Schliffbild nicht entnommen werden; wohl aber sieht man, daß drei bevorzugte Scharen vorhanden sind, von denen die eine den Albitlamellen folgt, wogegen die andere schräg dazu, im Schliffbild unter 50° und 55°, steht. In der Richtung, die 50° abweicht, liegen nicht nur Mikrolithen, sondern auch größere Glimmertafeln sowie Biotit, welche sichtlich in gleicher Lage in das Gewebe außerhalb des Feldspatkornes übertreten.

Da das Problem der Genesis der Feldspatfüllungen noch immer nicht endgültig gelöst ist, erscheint es angebracht, ein in dieser Studie auftretendes Sonderbeispiel etwas genauer zu erörtern. Bei einem Plagioklaskorn (1,2 × 1,3 mm) mit schräg zum Schnitt liegender breiter und verschwimmender Zwillingslamellierung (Albitgesetz) ist eine Spaltung nicht zu sehen, aber aus dem Umriß läßt sich die Lage der 010-Fläche erkennen. Periklinlamellierung fehlt. Das Individuum, ein Albit-Oligoklas mit 20% An, enthält eine reiche Glimmerfülle, welche deutlich drei ausgezeichnete Scharen von Glimmermikrolithen (Muskowit) erkennen läßt. Betrachtet man den Schnitt mit zugezogener Blende bei nicht gekreuzten Nikols, dann sieht man, daß die Glimmermikrolithen einen lockeren Filz bilden, in dem auch noch andere Richtungen als die vorher betonten in der Orientierung zur Geltung kommen. Man kann feststellen, daß die eine Hauptschar der Glimmermikrolithen den Albitlamellen folgt. Auffallend ist es, daß die andere Richtung der dichteren (59° hiezu) Scharen neben feinen Blättchen auch grobe Muskowittäfelchen (z. B. 0,13 × 0,10 oder 0,14 × 0,07 mm) enthält, wie man sie sonst als selbständige Gewebebildner im Granit oder Gneis beobachten kann. Auch die relative Dicke solcher Schuppen ist beachtenswert. Nur eine solcher dicken Schuppen (0,13 × 0,08 mm) liegt im Schnitt senkrecht zur Spur der Albitlamellen, unterscheidet sich aber in ihrer Gestalt nicht von den anderen. Die dritte Schar hat im allgemeinen, bei Normalstellung

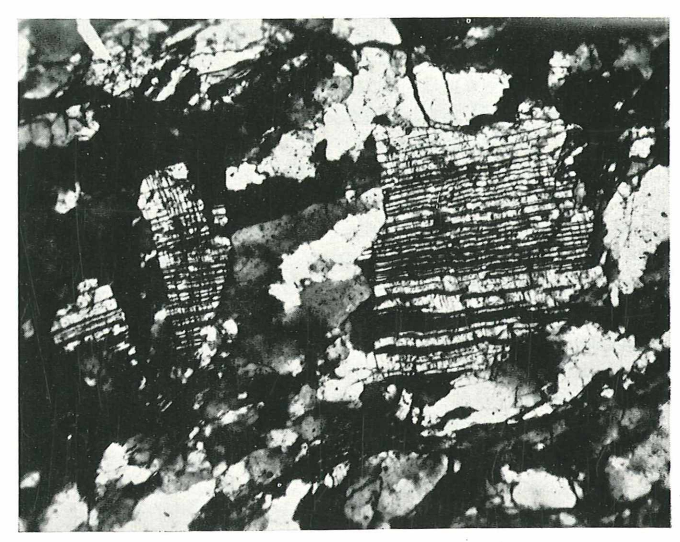


Abb. 1: Kataklastischer Gneisgranit, Gr. 50 (Gerölle). Albit, ungefüllt mit Albitlamellen, auch Spaltung sichtbar, hochgradig deformiert, zerissen, Risse mit Quarzgewebe verheilt. Vergr.: 48fach.

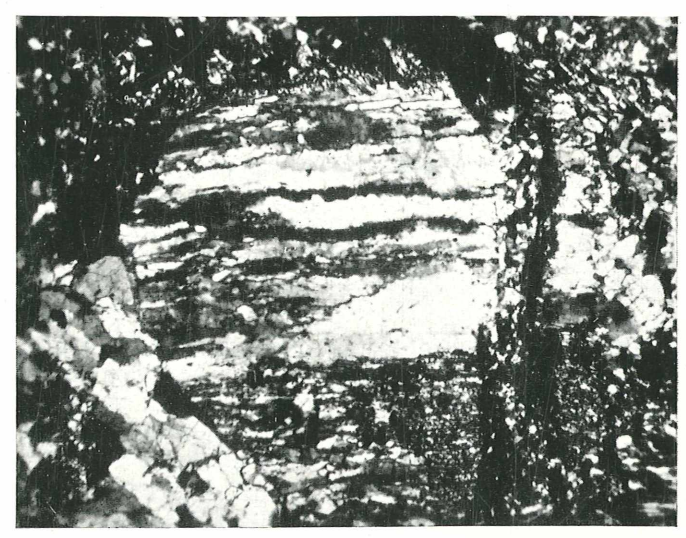


Abb. 2: Graulila farbige Bresche, Gr. 7 (Gerölle). Quarzkorn mit starker translativer Zerscherung als Geröllkorn erhalten geblieben. Vergr.: 48fach.

zur zweiten, nur Mikrolithen, doch gibt es auch hier eine Ausnahme: eine dicke, mechanische zerlegte Tafel von Größe und Format der in der zweiten Schar beschriebenen (0,14 × 0,08 mm). — In diesem Feldspat sind auch ein paar selbständige Biotittäfelchen eingewachsen, ohne erkennbare Orientierung zu den Plagioklasrichtungen und von der Größe der gröberen eingeschlossenen Muskowite.

In einem zweiten Fall ist dasselbe zu beobachten, nämlich drei hervortretende Scharen von Orientierungen der Glimmermikrolithen in einem Oligoklas (⌀ = 1,1 mm). Die auch hier vorhandenen gröberen Muskowitschuppen (z. B.: 0,28 × 0,05 oder 0,18 × 0,08 mm) sind allerdings weitaus bevorzugt parallel zu den Albitlamellen eingelagert, nur selten in schräg hiezu liegenden Richtungen (im Schliffbild 34° von den Albitlamellen weg). Die Zahlenunterschiede gegenüber früher hängen natürlich mit der Schnittlage zusammen.

Das Interessante ist auch in diesem Falle wieder die Tatsache, daß die groben Muskowite über die Feldspatkorngrenzen hinaus in die Nachbarkörner greifen, wobei die bevorzugte Schar dieser Glimmer ein externes s für das Gestein markiert. Mindestens ein Teil der „Muskowitfülle“ bedeutet ein primäres, von Feldspat überwachsenes s und stellt somit echte Einschlüsse dar.

c) Kataklastischer Gneisgranit, Gr. 50.

Geschiebe: 59 × 41 × 21 mm, sehr hellgrau mit bis zu 2 mm großen, weißen Feldspäten, dünnschiefrig. Dunkle Gemengteile sind am Handstück nicht wahrnehmbar. Auf einer Seite befindet sich ein 2—3 mm dicker Quarzlagergang.

Gewebe: Quarzkörner entweder kataklastisch (mit undulöser Auslöschung) oder regeneriert (dann oblong — maximal 1,0 × 1,8 mm — und ohne undulöse Auslöschung). Körnung sehr ungleichmäßig, Großkörner bis herunter zu kleinen Kornbezirken (⌀ um 0,1 mm).

K-Na-Feldspäte: Körner = Orthoklas, ⌀ bis fast 2 mm, allgemein weder Mikroklin noch perthitisch, ohne Seriziteinschlüsse; ein zerbrochenes Korn aber mit Einlagerung von scharf begrenzten Albitlamellen (Spindelperthit). Risse mit Quarz verheilt. Kaltreckungs-Deformation (SCHMIDT 1920).

Kalk-Natronfeldspäte: Der Lichtbrechung nach gehören sie zum Albit oder Oligoklas mit 20% An.

1. Albit, ungefüllt, aber mechanisch stark deformiert. Vgl. Abb. 1.

2. Außerdem aber auch Holoblasten mit vornehmlich in zwei Scharen geordneten Muskowit-Mikrolithen und mit deformierten Muskowit-Einschlüssen aus dem Grundgewebe. Echte Fülle wurde nicht beobachtet. Im Gegensatz zu den zerbrochenen Plagioklasen (1) zeigen die Holoblasten (2) keine Zwillingslamellierung oder eine sehr lockere, unscharfe. Sie sind in der Minderzahl und bedeuten genetisch etwas anderes, nämlich eine jüngere Wachstumsgeneration.

Feinlagen enthalten sehr dünnblättrigen, blaßgrünen Chlorit der Klinochlorgruppe in Vermengung mit dünnblättrigem Muskowit. Selten vereinzelte Körner von Klinozoisit, ⌀ z. B. 0,12 mm, der als Fülle nicht beobachtet wurde.

Die Bewegungsflächen sind leicht limonitisiert.

Struktur kataklastisch, die Trümmer sind durch regeneriertes Quarzgewebe verheilt. Textur schiefrig.

d) Granit-Mylonit, Gr. 62.

Gerölle: $81 \times 34 \times 31$ mm, grauweiß mit chloritbesetzten Fugen zwischen durch Deformation abgegrenzten groben körnigen Restpartien des Mylonits. Interessant sind die offenen Kleinhöhlen, welche mit der Mylonitisierung im Zusammenhang stehen. Schon makroskopisch erkennt man die Knetstruktur, welche darin besteht, daß die gröberkörnigen Restpartien von Feinmylonit umschmiegt werden.

Quarz: Gewebe nur örtlich in der ursprünglichen Anordnung erhalten, sonst klastisch. Häufig sieht man bei den Grobkörnern undulöse Auslöschung.

Feldspäte: 1. Plagioklas-Albit, scharf lamelliert, ohne Fülle.

2. K-Na-Feldspäte: etwas getrübt, aber ungefüllt, perthitisch aufgebaut mit scharf gezeichneten Entmischungslamellen nach Albit. Über das Mengenverhältnis zwischen den Alkalifeldspäten und den Kalk-Natronfeldspäten kann man sich vorderhand nur an den gröberkörnigen Relikten orientieren.

Quarz und Feldspat sind auf dreierlei Gewebeformen verteilt:

1. Grobkörnige Relikte, ⌀ bis 1,8 mm.

2. Mittelkörnige Gewebepartien, ⌀ = 0,1 bis 0,3 mm.

3. Sehr feinkörnige Partien, ⌀ = 0,016 bis 0,08 mm, mit einem deutlichen, durch schwache Kornflasern von Bauerit und Chlorit gekennzeichneten, engständigen s, das allerdings nicht ohne Unterbrechung durchzieht.

Blättrige Mineralien:

Pennin: Relativ grobblättrig, mit dunkelblauen bis violettblauen Polarisationsfarben bei schwacher Doppelbrechung, stellenweise limonitisch angefärbt, wohl zu unterscheiden von den Baueriten.

Biotit: Nirgends mehr gut erhalten, sondern mechanisch aufgefasert und im Pleochroismus infolge Baueritisierung stark gebleicht, von dunkelsepiabraun bis hellockergelb. Das Moiré ist bei der Baueritisierung verlorengegangen. Er ist stellenweise in die Fugen zwischen den Trümmern der hellen Kornsorten wie zwischen Mühlsteinen hineingewalzt und durchgezogen worden.

An wenigen Schliffstellen kommen kleine Gruppen von Goethitkörnern vor, von denen man aber nicht sagen kann, ob sie Pseudomorphosen nach einem anderen Mineral oder neu gebildet worden sind. Wahrscheinlich ist das letztere der Fall, es könnte das aus dem Biotit bei der Baueritisierung frei gewordene Fe rekristallisiert sein.

Auch bei den Chloriten kann man nicht sagen, daß sie zur Gänze Pseudomorphosen nach Biotit darstellen; sie bilden nämlich Nester und verteilen sich auf Kornfugen auf eine Weise, die man nicht in Zusammenhang mit Biotit erklären kann. Nur für einen Teil der Chloritsubstanz mag das wohl zutreffen. Eine Schliffausmessung ergab rund 10%. Das wäre auf Biotit gerechnet für ein echt granitisches Gestein zu viel, woraus zu folgern ist, daß die mit der Mylonitisierung zirkulierenden Lösungen die zur Penninbildung notwendigen Stoffe hier konzentriert haben. Es ist indes deutlich sichtbar, daß auch der Chlorit von der Durchbewegung des Gesteins ergriffen worden ist.

2. Metamorphe Ultrabasite.

Diese Gruppe ist nur mit zwei Geröllen vertreten. Beide sehen äußerlich unseren anstehenden mittelsteirischen Antigorititen gar nicht ähnlich, ihre Farben (weiß-hellgelblich und hell-apfelgrün) sind von keinem unserer anstehenden bezüglichen Gesteine her bekannt.

a) Antigoritit, Gr. 13.

Gerölle: Kleiner ($22 \times 16 \times 10$ mm), harter, hell-apfelgrüner ehemaliger Windkanter mit hervorragender Glättung. Selten sind Magnetitpünktchen.

Unter dem Mikroskop sieht man ein typisches Antigoritgewebe, vgl. CHUDOBA 1932, Abb. 181, mit Fächer- und Motten-

flügelformen, ANGEL 1930, bestehend aus gröberen (c = 0,13 bis 0,06 mm), mittleren (c = 0,048 bis 0,016 mm) und feineren (c = 0,016 bis 0,008 mm) Blättchen.

Gewebe: Es gibt flächig, ca. 1 cm² verfolgbare Distrikte mit sehr schöner Gitterstruktur, daneben ebenso große Bezirke, welche ungeordnet erscheinen und aus lauter kleinen, unregelmäßig zueinander gelagerten Schüppchen bestehen. Ein dritter Gewebeteil erscheint aus Kornflasern aufgebaut, gefügt aus relativ grobbankigen Antigoritaggregaten, welche in das feinstblättrige Gewebe eingelagert sind.

Die Grünfärbung des Gerölles und des Dünnschliffes hat ihre Ursache im Eisengehalt des Antigorites.

Die feine Magnetitdurchstäubung ist sehr locker und kaum wahrnehmbar. Es gibt aber auch wenige Bereiche mit stärkerer Magnetitdurchwirkung, unregelmäßig oder in Zeilenanordnung. Selten sind Magnetitkornaggregate, z. B. 1,5 × 0,4 mm und kleiner, mit sehr unregelmäßigen Umrissen.

Auf Fugen, vereinzelt im Gewebe, besonders aber in den stärker mit Magnetit durchwirkten Partien ist auch Tremolitasbest vorhanden.

Olivinreste sind nicht zu sehen.

b) Fein-Antigoritit, Gr. 48.

Gerölle: 72 × 41 × 38 mm, äußerlich sehr hell gelblich, gut gerundet, sehr weich mit Skulpturierung durch Abscheuerung. Schwarze Punktierung durch kleine Magnetitkornhäufchen. Im Innern ist das Gewebe lichtgrün.

U. d. M. sieht man Feinantigorit in Schuppen (Individuen meist 0,005 × 0,25 mm) weitaus herrschend, einen Blättchenfilz bildend, zwischen dessen Zeilen sich Fächer- und Mottenflügelformen von Antigorit entwickeln. Auf s-Flächen bilden zwar ebenso dünne, dafür aber bis 0,2 mm lange Blätter, ausgedehnte Häute.

In den s-Flächen findet man gelegentlich mit den langen Antigoritschnitten zusammen ebenfalls lange, sehr dünne, aber hoch doppelbrechende, bräunlich-gelbe Schuppen, wahrscheinlich Villarsit.

Das ganze Gewebe ist lepidoblastisch. Auffallend ist der Mangel an feiner Magnetitdurchstäubung, welche man sonst in solchen Serpentingesteinen häufig antrifft.

Limonit auf Fugen, Magnetit, oft mit deutlicher Kristallbegrenzung, ⌀ bis 0,16 mm, relativ reichlich. Es scheint, daß dieser

Magnetit durch Sammelkristallisation des Magnetitstaubes zustandegekommen ist und daß es sich nicht um Magnetitkörner aus der peridotitischen Phase handelt.

3. Heller Para-Amphibolit, Gr. 61.

Geschiebe: 75 × 49 × 12 mm, frischer Anschnitt hellgrau mit dünnen, dunkler grauen Lagen, außen grauweiß, anscheinend beim Transport gebleicht. Form einseitig ebenflächig-plattig, bedingt durch eine 0,5 mm dicke Quarzlage.

Helle Hauptkornsorten:

Quarz: Pflastergewebe, Korn mit ⌀ um 0,016 mm, sporadisch mit wogender Auslöschung.

Feldspäte: Saurer Oligoklas mit 20% An, ohne Fülle, vereinzelt inverszonar. ⌀ z. B. = 0,32 mm. Kein K-Na-Feldspat.

Dunkle Hauptkornsorten:

Hornblende: X = hellgrüngelb, Y = schmutzig-blaugrün, Z = schmutzig-grünblau, Auslöschungsschiefe c: Z = bis 21°. Gemeine Hornblende. ⌀ bis 0,4 mm. Immer vergesellt mit Klinozoisit.

Einige Körnchen Diopsid.

Grobkorn-Epidot, sehr hellfarbig, eisenarm, ⌀ bis 0,4 mm, übergehend in Klinozoisit.

Klinochlor mit kräftigem Pleochroismus.

Biotit, sehr wenig, X = schwach ockergelb, YZ = schwarzbraun.

Nebengemengteile: Goethit, Titanit, Magnetit, alle sehr wenig.

Karbonate waren nicht zu beobachten.

Dieses Gestein wird von einem Lagergang aus herrschend Quarz parallel s durchzogen. Dunkle Kornsorten sind darin dieselben wie im übrigen Gesteinsgewebe, die Quarze haben gezähnten Umriß, ⌀ bis 3,2 mm.

Textur schiefrig, Struktur granoblastisch.

Genesis: Das Muttergestein war ein Mergel, der ehemalige Kalkgehalt ist nunmehr auf die Minerale Epidot, Titanit, Plagioklas verteilt, während ein zurücktretender Mg-Gehalt in Hornblende und Biotit sowie Chlorit eingebaut ist. Die Hornblende hat dabei ebenfalls Kalk verbraucht.

So sicher das Gestein ein Paraamphibolit ist, muß doch hervorgehoben werden, daß der Hornblendeanteil — wie schon die äußere

Farbe zeigt — sehr zurücktritt, so daß das Gestein makroskopisch als Paraamphibolit nicht zu erkennen ist. Man müßte es dem Mengenverhältnis nach als einen Hornblende-Klinozoisit-Plagioklas-Quarzit bezeichnen.

Kornsorten und Gefügeaufbau stimmen zu Paraamphiboliten, wie sie von ANGEL 1923, 1924 aus dem Gleinalpengebiet beschrieben worden sind, nur das Mengenverhältnis weicht davon ab und begründet eine besondere Abart. Die von ANGEL beschriebenen Paraamphibolite sind zwar in derselben Weise dünnlagig aufgebaut und geschiefert, aber sie enthalten soviel Hornblende, daß diese Gesteine grün erscheinen wie viele echte Amphibolite.

4. Quarzite.

Auch bei dieser Gesteinsgruppe fällt es auf, daß bei einer nicht allzu großen prozentuellen Beteiligung (siehe Ergebnisse der petrographischen Durcharbeitung der Siebanalysen-Fraktionen) von Quarziten in diesen Sedimentbänken eine ziemlich reiche Gliederung in einzelne Typen zum Vorschein kommt. Sie wurden umso sorgfältiger studiert, als wir derzeit für einige von ihnen das Anstehende nicht angeben können. Diese quarzitischen Gerölle gehören z. T. — wohl feststellbar — einem Altkristallin an (Gr. 3, 65), z. T. aber mit hoher Wahrscheinlichkeit einem metamorphen Paläozoikum (phthanitische Quarzite), z. T. sind sie mangels bekannter Ebenbilder derzeit überhaupt noch nicht irgendwohin einzuteilen, wie z. B. Gr. 49.

a) Mylonitischer Glimmerquarzit
Albit- und etwas K-Na-Feldspat-führend, Gr. 3.

Gerölle: Weißgrau, walzenförmig, $87 \times 31 \times 28$ mm, mit Feinschieferung im 2- bis 5-mm-Rhythmus. Korn sehr fein, fast dicht. Die Auflagefläche ist der Schichtung parallel, ohne indes eine hervorragende Ausdehnung zu haben. Das eine Ende der Walze ist stumpf-beilartig verschmälert, das andere Ende etwas breiter. Vergleichbares etwa „Rannachquarzite"

Der kataklastische Grundzement besteht aus kleinkörnigem Quarz (⌀ = 0,03 bis 0,08 mm) und Serizit, wobei der Quarz weitaus vorherrscht. Die serizitischen Flasern sind, ein s betonend, Limonit-durchtränkt.

Zahlreiche Großquarze (⌀ = 0,2 bis 0,6, selten bis 0,8 mm) bilden ein lockeres, offenes Gewebe. Die Körner sind zum Teil gelängt, die Ränder meist splittrig bis kataklastisch-zahnig. Manche Quarze zeigen wogende Auslöschung, vereinzelt sieht man

dünne Anwachsrinden an der alten Quarzkornoberfläche. Eine geschlossene Zeilenbildung tritt nicht auf. Diese Großquarze machen zusammen mit vereinzelten Körnern in Zwischengrößen fast 30% der Schliffläche aus. Örtlich sind Feldspäte eingestreut, und zwar Albit (z. B. ∅ = 0,24 mm) und seltener K-Na-Feldspäte.

b) Granatführender Glimmerquarzit, Gr. 65.

Gerölle: 67 × 40 × 32 mm, gelblichweiß, gut gerundet, sehr feinkörnig, mit einem zarten, leicht zu übersehenden, aus Glimmer gebildetem s.

U. d. M. sind die s-Lagen mit ihrer starken Glimmereinregelung sehr gut sichtbar. Die Muskowite (z. B. = 0,4 × 0,09 mm oder 0,3 × 0,002 mm) bilden keine zusammenhängende Haut, sondern verlaufen in flachen, locker besetzten Wellen. Die Quarzorientierung ist eine ebenfalls sehr stark betonte und besteht darin, daß die Körner (z. B. 0,72 × 0,24 mm oder 0,45 × 0,16 mm) normal zum Glimmer-s oder sehr steil dazu gelängt erscheinen, so daß eine Art von Palisaden- oder Stengelreihen zwischen den Glimmerflasern zustande kommt. Die Quarzorientierung folgt der α-Regel (SANDER II, 1950). Die Körner zeigen sehr häufig optische Streifung.

Eine vormals durchgreifende BÖHMsche Streifung bzw. Kornzerlegung nach der BÖHMschen Streifung ist durch eine postdeforme Kristallisation ohne optische Spannungserscheinungen als Relikt festgehalten und erscheint als Anordnung paralleler, feinst getrübter Streifen im Korn.

Ferner sieht man wenige, kleine ausgebleichte Biotitschüppchen in den glimmermarkierten s-Lagen, skelettförmigen Granat, einige Körner von Klinozoisit, Epidot und gelbbraunen Turmalin.

Struktur granoblastisch, Textur schiefrig.

c) Granatquarzit mit graphitischer Durchstäubung, Gr. 52.

Gerölle: 40 × 34 × 33 mm, bestehend aus einer Anzahl blaugrauer Feinlagen, an die sich ohne scharfe Grenze, aber mit einem deutlichen Aussetzen der Pigmentierung ein körniges Quarzgewebe von gelber (D-Gelb-2 nach J. EICHLERS Farbenskala, Wien) Farbe anschließt. Aussehen blauquarzähnlich.

Physiographie: Das gelbe Quarzgewebe baut sich aus gelängten und nach s ausgerichteten Zahnquarzen auf (Längen bis 1,9 mm und Breiten bis 0,8 mm, die kleinsten Individuen haben ∅

von 0,08 mm), woran sich ohne scharfe Grenze der pigmentierte Anteil, welcher zwei farbgebende Komponenten enthält, anschließt:

1. Die eine Komponente besteht aus Graphit, Schuppen bis 0,13 mm lang. Herrn Prof. Dr. Ing. O. M. FRIEDRICH, Leoben, sei für die Bestimmung im Anschliff herzlichst gedankt.

2. Die andere ist ein sehr blaßfarbiger Granat, ⌀ bis 0,4 mm, der in lockeren Zeilen angeordnet ist. Die Körner sind oft Rundlinge, aber auch klar erkennbare Rhombendodekaederschnitte kommen vor. Im Granat sind Einschlüsse von korrodierten Quarzkörnern häufig.

Graphit = 7,4 Vol.-%, Granat = 7,0 Vol.-%.

Das pigmentierte Grundgewebe besteht ebenfalls aus Zahnquarzen (größtes Korn = 1,6 × 0,48 mm, in manchen Bezirken überwiegen Körner mit ⌀ von 0,08 bis 0,02 mm), in s oblong und streng geregelt: Die Quarzachsen, $c = n\gamma$, liegen in s (TRENERsche γ-Regel: SANDER II: 142).

Gewisse Lagen des Grundgewebes sind löcherig und in die Löcher ragen aus Quarzkörnern gebaute Rippen hinein.

Zur Farbwirkung tragen außerdem noch Limonit und Goethitpseudomorphosen nach Siderit (oder Ankerit?) in geringem Maße bei.

Textur schiefrig, Struktur granoblastisch mit idioblastischem Granat und Graphit. Auffallend ist, daß in diesem Beispiel der Granat nicht Porphyroblasten bildet, wie das sonst so häufig ist.

d) Graphitquarzit, Gr. 11.

Gerölle: 48 × 33 × 18 mm, dunkelblaugrau, Oberfläche verhältnismäßig glatt, Korn unter 1 mm, Lagenbau, feinschiefrig. Ein Graphitquarzit (Altkristallin) mit wenig gut ausgebildeten Muskowiten (z. B. 0,35 × 0,05 mm und kleiner) und einem egalisierten Pflastergewebe von Quarzkörnern (⌀ um 0,16 mm) mit schwach zähnigen Rändern.

Die Graphitverteilung folgt dem Lagenbau des Gesteins und markiert, allerdings nur verschwommen, ein durchziehendes s, in dem auch die wenigen Glimmer liegen. Das s ist schon mit freiem Auge sichtbar. Normal auf den Lagenbau ist die Graphitkonzentration rhythmisch, so daß zwischendurch Quarzkornlagen vorhanden sind, an deren Rändern Graphit nur spärlich auftritt. Die Graphitkörnchen besetzen in der größeren Zahl die Kornränder,

befinden sich aber spärlich auch im Korninnern der Quarze. Größenunterschiede sind nicht zu bemerken.

Hie und da sieht man feine schmutzig-gelbe Verkrustungen, welche Maschen bilden und Quarzkörner umschließen. Der hohen einfachen Lichtbrechung nach könnte es sich um einen Granat handeln, welcher dem Spessartin nahe steht. Das würde auch mit der Paragenese verträglich sein.

Örtlich und vereinzelt gibt es Schuppen von baueritisiertem Biotit (0,20 × 0,25 mm oder 0,5 × 0,08 mm und kleiner) mit spärlichen Goethitkörnchen. Das Moiré ist noch erhalten, die Spaltung desgleichen, der Pleochroismus erscheint geschwächt: X = blaßhellgelb, YZ = lichtgelbbraun.

Der Genesis nach handelt es sich vermutlich um einen hochkristallinen Phthanit.

e) Zementquarzit, Gr. 49, mit Geröllchen von aufgearbeiteter und resedimentierter Subgrauwacke.

Gerölle: 55 × 38 × 29 mm, gut gerundet, hellgraugelb mit violettbraunen Tüpfelchen in lockerer Verteilung. Der Abstand zwischen diesen merkwürdigen Körnchen beträgt nur wenige mm, nicht sehr starke Größenschwankungen.

U. d. M. sieht man dreierlei Arten von Gewebepartien:

1. Vorherrschend sind Partien, in denen jedes Quarzkörnchen (⌀ von 0,24 bis 0,48 mm) von einem aus Serizit aufgebauten Tonhäutchen umgeben ist. Die Quarzkörnchen sind zwar ungefähr isometrisch, im ganzen rund, aber die Konturen flachgekerbt oder kleingezähnt. Viele dieser Quarzkörnchen zeigen Sprünge und wogende Auslöschung.

2. Es treten auch Quarzkornansammlungen auf, in denen die Verkittung mit Serizit unterblieben ist. Solche Gewebepartien und die erstgenannten verfließen ohne Grenzen ineinander.

3. Weiters gibt es Komplexkörner, ⌀ bis 1,6 mm. Sie bestehen aus bis zu einem Dutzend Quarzkörnchen mit denselben Eigenschaften wie früher beschrieben, verkittet durch eine reichliche Masse von feinstem Zement, an dem sich Hämatit, tonigglimmerige Substanz und etwas Chlorit, auch baueritisierter Biotit, beteiligen. Das ist die resedimentierte Subgrauwacke.

Es liegt ein sandiges Sediment mit diagenetischer Verfestigung vor. Vergleichbares ist aus dem Anstehenden nicht bekannt.

5. Lydite und Kieselschiefer (Phthanite).

Diese Geröllkomponente ist durch ihre dunkle Färbung und Härte auffällig und verhältnismäßig zahlreich vertreten, (2,1 bis 2,9 Gew. %, in den feineren Fraktionen noch mehr), welcher Umstand noch später durch die Ergebnisse der Korngrößenanalyse belegt werden wird.

a) Lydit mit Stoffwechselerscheinungen, Gr. 51.

Gerölle: 60 × 41 × 21 mm, grau, durchzogen von einem Netzwerk weißer Quarzadern. Skulpturierung durch verschieden starke mechanische Abnutzung der Schichtwechsel nach der Körnung.

Physiographie: Man kann vier verschiedenartige Gewebeteile unterscheiden:

1. Der erste Gewebeteil besteht aus Quarzkörnchen mit ⌀ von 0,01 bis 0,025 mm, alle schwach gelängt, pflastrig. Einzelne Serizitschuppen betonen das durch die Längung der Quarzkörnchen ausgedrückte s. Schichtung äußerst fein = 0,036 mm, starke Graphitdurchstäubung.

Es gibt auch kleine knollige Partien derselben Art, aber ohne Längung der Quarzkörner und gänzlich ohne Serizit.

2. Weiters kommt ein äußerst feinkörniges, schiefriges Quarz-Serizitgewebe mit Fältelung vor, in dem sich der Graphit nach s sammeln kann.

3. Im dritten Gewebeteil sieht man wolkenförmige Anreicherungen des Graphit ohne Überhandnehmen des Serizites.

4. Das reichliche Quarzadernetz besteht in allen Fällen aus einem dem übrigen Gewebe gegenüber grobkörnigen Quarzpflaster (Korn-⌀ z. B.: 0,07, 0,18 mm) ohne Graphit und ohne sonstige Verunreinigungen. Es verteilt sich auf Adern, welche subparallel zu s, auf Scherungen oder quer zu s verlaufen, oder auf hufeisenförmige und nesterartige Ansammlungen der Quarzkörner. Je feiner die Adern, desto feiner ist das Quarzkorn, manchmal sieht man nur ein Quarzkornlage.

In manchen Quarzen sieht man Rutilnadel-Einschlüsse, in einigen Gewebepartien elliptische Pseudomorphosen nach Mikrofossilien.

In den graphitreichen Partien tritt ein blättriges Mineral auf, mit einer merklichen, aber nicht sehr guten Spaltung nach der

Basis, mit einem Pleochroismus in wechselnden bläulich-grauen Tönen, schwach doppelbrechend und gut lichtbrechend, stärker als Chlorit. Dieses Mineral scheint ein Chloritoid zu sein, der sich mit Graphiteinschlüssen vollgestopft hat. Viel ist nicht davon vorhanden.

Vergleicht man die oben beschriebene Ausbildung der Lydite, welche sehr häufig und recht gleichmäßig denselben Typus beibehält, mit anderen Lyditen, wie sie in den Geröllgesellschaften in verschiedenen kleinen Fraktionen gefunden wurden, dann fällt folgendes auf:

a) Die Farbe der graphitisch durchstäubten Gewebeteile ist doch sehr hell. Dies stimmt mit dem mikroskopischen Befund überein. Dichtere Graphitfärbung tritt nur in wolkigen Häufungen bzw. Häufungen in s auf.

b) Das makroskopisch recht häufige schiefrige Aussehen gegenüber der Massigkeit der kleinen Lyditgerölle.

c) Nur mikroskopisch ist die örtliche Konzentration von Serizit wahrnehmbar.

Man kann diese Eigentümlichkeit der Ausbildung durch eine Umwandlung mit Stoffverschiebungen gegenüber den oben erwähnten dunklen Lyditen erklären: Die ursprüngliche gleichmäßige Verteilung von Graphit und Serizit sowie Quarz wird dadurch aufgehoben, daß mit brechender Deformation Kieselsäure in Lösung geht und sich in den Quarzadern sammelte, ein Rekristallisationsvorgang. Dadurch haben sich restliche Gewebepartien relativ an Serizit angereichert und solche Partien sind nun sichtlich auch differentiell durchbewegt worden. Das zeigt ihre Feinfältelung und die durch die Anreicherung der tonigen Komponente hervorgerufene absorptive Anreicherung an organischem Material, welches derzeit als Graphit vorliegt. Daß diese Graphitsubstanz auch in anderen, weniger serizitreichen Partien, die dafür sehr feinkörnig sind, zu Wolken geballt wurde, ist eine weitere Seite der Stoffverschiebungen. Ein Teil der organischen Massen mag aber wohl überhaupt aus dem Gesteinsbereich ausgewandert sein. Die helle Färbung ist, wie aus allem hervorgeht, jedenfalls eine Sekundärerscheinung.

Es sei darauf hingewiesen, daß also hier in den Schottern eine ganze Gesteinsgruppe deponiert worden ist, welche gegenüber anderen Lyditen besondere erworbene Eigenschaften zeigt. Für die sekundäre Stellung der beschriebenen Erscheinungen spricht auch der Mangel an Fossilien im jetzigen Zustand.

b) Düster rot- und schwarzgrau gefleckter Lydit, Gr. 4.

Gerölle: 53×35×30 mm, düster rot- und schwarzgrau gefleckt, sehr gut geglättet, ehemaliger Windkanter, sehr feinlagig, an einem Ende mit rhomboederähnlicher Flächengebung, am anderen Ende stumpf mit mehreren kleinen Facetten.

U. d. M. sieht man ein feinschiefriges Gewebe, aus sehr gleichmäßig feinen Quarzen (∅ = 0,01 bis 0,02 mm), die nicht gelängt erscheinen. Dies muß einigermaßen verwundern, weil der Graphit ein so dichtes, engständiges s bildet, welches das ganze Gestein durchsetzt und fast ebenflächig verläuft. Dieses Gewebe wird nur durch größtenteils nach s angeordnete zeilenhaft gröber gekörnte Quarzlagen (∅ = 0,03 bis 0,1 mm) und Quarzkornflasern derselben Generation, ohne Pigment, unterbrochen. Darin sind hie und da Goethitpseudomorphosen nach Pyrit, häufig in Würfelform (∅ z. B. = 0,14 mm).

Außerdem findet man auch Quarzanhäufungen in Adern nach dem Querbruch und ebenso mit bogigem Verlauf quer zu den Quarzzeilen nach s. Diese gröber gekörnten Quarzmassen (Korn-∅ bis etwas über 0,1 mm) sind reichlich mit Goethit imprägniert und verraten sich durch die düster roten Flecken am Handstück.

Sehr spärlich erkennt man gelblich-braunen Chlorit, der mit gröberen Quarzaggregaten zusammen auftritt und sich gewöhnlich auch an Pyrit oder Pseudomorphosen davon ansetzt.

Fossilien sind nicht vorhanden, aber elliptische Pseudomorphosen darnach sind lagenweise vertreten.

In Bezug auf die Färbung ist dieser Typus den Lyditen, wie man sie sich gewöhnlich vorstellen muß, viel näher als die früher aufgehellten Formen. Eine so deutliche Umordnung des organischen Materials wie im vorigen Typus (Gr. 51) hat in diesem Gestein nicht stattgefunden.

6. Quarzporphyre.

Eine der wenigen kräftig farbigen Komponenten der pannonischen Schotter sind die Quarzporphyre. Bei Durchsicht des Gesteinsbestandes fallen sie sofort auf und sind häufiger als es bisher den Anschein hatte. Ihre ausführliche petrographische Bearbeitung erfolgte in einer eigenen Studie (HANSELMAYER 1958). Hier sei nur kurz zusammengefaßt: Im wesentlichen dunkle Farbtöne von gelbbraun, braun, braunrot, violettrot bis violettgrau, Oberfläche mit wachsartigem Glanz und stets skulpturiert (wie blatternnarbig = Anwitterungsflächen der Feldspäte),

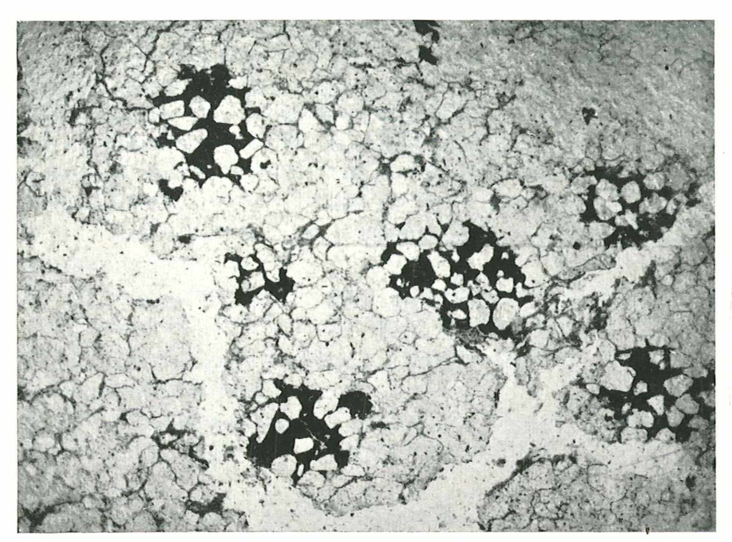


Abb. 3: Zementquarzit, Gr. 49. Beschreibung siehe Text S. 807. Die weißen „Adern" in der Bildfläche sind nur Schliffzerreißungen. Man sieht deutlich sechs der kleinen Geröllchen von resedimentierter Subgrauwacke. Vergr.: 10fach.

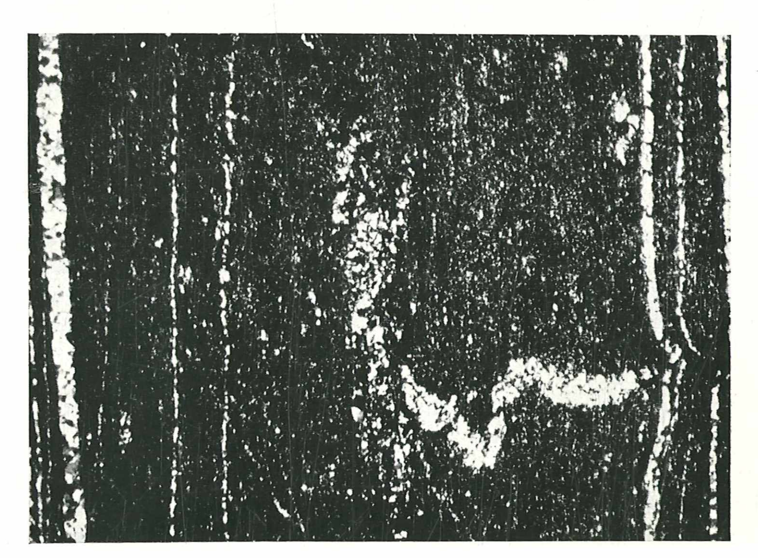


Abb. 4: Düster rot und schwarzgrau gefleckter Lydit, Gr. 4: Beschreibung siehe Text S. 810. Vergr.: 10fach, Rechter Rand = unten.

häufig Windkanter, nachträglich durch Bewegung im Schotter stärker gerundet. Es wurden Abarten mit und ohne Quarzeinsprenglinge unterschieden, strukturell Granophyre, Mikrogranite, teilweise auch felsitisch. Hervorzuheben wäre noch das absolute Herrschen der K-Na-Feldspäte in allen Mustern, Plagioklase (Albit) konnten nur in Gr. 2 konstatiert werden. Im Muster Gr. 12 fällt Turmalin auf, in Gr. 2 Granat.

Gr. 2: Gelbbrauner, granophyrischer Quarzporphyr ohne Quarzeinsprenglinge.

Gr. 12: Schwarzbrauner, mikrogranitischer Quarzporphyr mit felsitischen Gewebepartien ohne Quarzeinsprenglinge.

Gr. 16: Dunkelgrauvioletter, granophyrischer Quarzporphyr ohne Quarzeinsprenglinge.

Gr. 54: Mikrogranitischer, schlieriger Quarzporphyr, violettstichig-braun mit typischen „Korrosionsquarzen"

7. Porphyroide.

Die Porphyroide sind von den Quarzporphyren texturell durch Färbung und durch Umsetzung verschieden. Bei allen ist eine mechanische Phase unverkennbar. Sie hat mindestens zu einer Kataklasierung der Gesteine geführt, nicht aber zu einer ausgeprägten Schieferung. Von den Umsetzungen ist die gradweis verschiedene Serizitierung sowohl der Einsprenglinge als auch der Grundmasse zu verzeichnen, die jedoch nirgends ganz durchgegriffen hat. Von den Stoffwechselerscheinungen ist die unerwartet starke Einwanderung von Chlorit (Muster Gr. 5) zu erwähnen, die weit über das hinausgeht, was ein primärer Biotit zur Chloritbildung hätte beitragen können.

Alle untersuchten Porphyroide aus den pannonischen Schottern von Laßnitzhöhe zeigen gemeinsam einen Unterschied gegenüber der Masse der aus der Obersteiermark bekannten Grauwacken-Porphyroide: Bei keinem Gerölle ist die lebhaft grüne Farbe, welche für letztgenannte so oft bezeichnend ist, zu bemerken.

a) Hellgelbgrauer, weißsprenkeliger, einsprenglingsreicher Porphyroid, Gr. 6.

Gerölle: 6,0 × 2,5 × 2,3 mm, hell-gelbgrau, weiß gesprenkelt durch Feldspatkörner von 1 bis 2 mm ⌀, keilförmig zugerundet, Oberfläche rauh.

Quarzeinsprenglinge verhältnismäßig reichlich, typische „Korrosionsquarze", manchmal noch deutlich dihexaedrisch. Größen

bis einige mm, z. B. 1,6 × 1,8 mm. Hie und da auch mechanisch zerlegt.

Feldspateinsprenglinge: Albit mit 10% An, feinlamellare Verzwilligung nach dem Periklin- und Albitgesetz. Fast ebensoviel Orthoklas. Auffallend sind große Albitpseudomorphosen in Form von Schachbrettalbit nach Kalifeldspat (z. B. 2,0 × 2,4 mm). Die Serizitbildung ist in den Kalifeldspäten schwächer als in den Plagioklasen, aber in beiden ist sie nicht überwältigend stark. Viel stärker ist sie im Grundgewebe, und dort folgt sie Scherflächen. Scherflächen setzen sich auch durch Feldspateinsprenglinge quer durch und zerreißen sie in Stücke, welche gelegentlich gegeneinander versetzt sind. Ziemlich regelmäßig folgen stärkere Serizitisierungsbereiche den Korngrenzen der Einsprenglinge.

Biotit selten, in kleinen Fetzchen mit dem normalen Pleochroismus. Es hat den Anschein, als ob ein Teil der Biotitreste durch Stilpnomelan vertreten ist. Der Mangel an Moiré fällt um so mehr auf, als schon die größeren Serizite dieses Moiré deutlich zeigen.

Erzansammlungen als erdige Gemenge von Leukoxen mit Eisenhydroxyden treten sporadisch auf. Es scheint, daß diese Erzansammlungen zwar von opazitisierten Biotiten herrühren, aber durch die Umwandlung zum Porphyroid nicht mehr den ursprünglichen Bestand enthalten, denn nach Hämatit und Magnetit war die Suche vergebens.

Chlorit mit Apatiteinschlüssen, X = hell-graugelb, YZ = hell-schmutzig-graugrün, Schuppenaggregate, zum Teil verfilzt mit Serizit des Grundgewebes, zum Teil hineingesproßt in Fugen des quarzreicheren Grundgewebes. Die Chloritmenge ist aber so bedeutend, daß sie nicht allein aus der Umwandlung protogener Biotite bezogen werden kann, sondern mit einer Mg-Zufuhr gerechnet werden muß.

Das Serizitgewebe hat einen leicht grünen Farbton, noch lichter als der Chlorit. Bezeichnend für dieses Gestein ist es, daß an vielen Stellen eine Sammelkristallisation von Serizit eintritt, so daß in relativ feinstschuppigen serizitischen Grundgewebsteilen größere Serizitsprossen, z. B. 0,24 × 0,032 mm, neu gebildet erscheinen.

Das Grundgewebe besteht aus einem winzigkörnigen Pflaster von Quarz und Feldspat, typisch mikrogranitisch. Der größere Teil des feldspätigen Anteiles ist aber in Serizit umgewandelt. Mikrogranitkörnung um 0,01 mm, Serizitschuppen, z. B.: 0,02 × 0,005 mm. Die gelbgraue Grundgewebsfarbe im Handstück beruht zum geringeren Teil auf dem Chlorit, der sehr hellfarbig ist, hauptsächlich aber auf dem Serizit.

Zu den metamorphen Phänomenen gehören:

1. Die mechanische Zerscherung der bezüglichen Einsprenglinge und des Grundgewebes.
2. Die Umsetzung zu Serizit.
3. Die Zuwanderung von Stoffen zur Chloritneubildung und die Umwandlung von Biotit in Chlorit oder in Stilpnomelan.
4. Die Neubildung von Schachbrettalbiten nach Orthoklasen.

Im Zuge der Umbildung wird hier deutlich jene Natronmetasomatose beobachtet, welche solchen Gesteinen, wie ANGEL 1919 gezeigt hat, keratophyrischen Chemismus verleihen kann.

b) Hellgelbgrauer, weißsprenkeliger Porphyroid, Gr. 9.

Gerölle: 50 × 37 × 24 mm, makroskopisch ähnlich dem Muster Gr. 6, ebenfalls hell-gelbgrau mit zahlreichen weißen Körnern. Gut gerundet.

Einsprenglingsquarze = typische „Korrosionsquarze“, z. B. 2,3 × 1,3 mm, relativ spärlich, bemerkenswert ihre mechanische Zerlegung und das fast regelmäßig feinmaschige Netz von Sprüngen in den gröberen Bröseln.

Die Feldspateinsprenglinge sind zerbrochen und ihre Trümmer z. T. auseinandergetragen. Man bemerkt sowohl Plagioklase als auch Kalifeldspäte, die sich der Menge nach die Waage halten. Bei den Plagioklastrümmern sind des öfteren Zerreißung und Verbiegung der Zwillingslamellen zu sehen. Größte Feldspäte-⌀ = 1,8 bis 2,5 mm.

Biotit, baueritisiert mit Erzausscheidung. Zu einer Umwandlung zu Chlorit ist es bei den Biotitruinen nicht gekommen. Dieser Glimmer hat Einschlüsse von Zirkon mit schwachen pleochroitischen Höfen, welche wohl auch bei der Baueritisierung etwas Ausbleichung erfahren haben. ⌀ bis 0,8 bis 1,1 mm. Die Grundmasse ist in ihrem ursprünglichen Aufbau noch zu durchblicken, da die Serizitisierung noch nicht so weit durchgegriffen hat. U. a. ist erwähnenswert, daß man noch die alten Granophyrkörner erkennen kann. Der Feldspat darin erscheint serizitisiert, aber das Quarzgerüst ist in ursprünglicher Ausbildungsform erhalten. Ein Teil des Gewebes ist auch mikrogranitisch ausgebildet, wobei ebenfalls die Serizitisierung bereits zu beobachten ist. Die Reste der Feldspateinsprenglinge, im besonderen Maße die Plagioklase, zeigen ebenfalls eine leichte Serizitisierung, auch die Orthoklase sind davon nicht verschont.

Von den jüngeren mineralischen Bildungen sei der Kalkspat erwähnt, welcher das Gestein in Lassen durchzieht, aber nicht allgemein verbreitet ist. Die Lassen sind sehr feinkörnig gebaut.

c) Porphyroid mit hellgraurotem Bruch und dünner, schwarzer Geröllrinde, Gr. 5.

Gerölle: 69×37×35 mm, ehemaliger Windkanter, Grundmasse hellgraurot, darin kleine Feldspäte von rosa Färbung, aber auch durchsichtige Leisten. Die ehemalige Windkanteroberfläche besitzt eine schwarze Rinde mit einer Dicke von 0,2 mm, etwa einem „Wüstenlack" vergleichbar.

Sowohl dem makroskopischen Aussehen als auch der Physiographie nach liegt wieder ein besonderer Porphyroid-Typus vor.

Quarz: Typische „Korrosionsquarze", z. B. 1,6×1,4 mm, auch Bruchstücke derselben verhältnismäßig zahlreich, ferner eine Menge sehr kleiner Quarzsplitter (Ø bis herunter zu 0,036 mm), welche der Herkunft nach Teile von größeren Einsprenglingsquarzen sein könnten, aber nicht aus einer mechanischen Zerlegung herrührend, sondern eher aus einem Zerspringen bei hoher Erwärmung und Vertragenwerden in der Grundmasse. Damit würde übereinstimmen, daß diese Quarze und Quarzsplitter keine optischen Spannungserscheinungen zeigen.

Feldspateinsprenglinge: Die Plagioklase sind Albite mit 5 bis 6% An, unzonar und feinst zwillingslamelliert nach dem Albitgesetz, weniger vertreten ist das Periklingesetz (z. B. 2,88×2,16 mm). Sie bergen in ganz leichtem Ausmaße Seriziteinschlüsse, welche nicht orientiert eingewachsen sind. Die Plagioklase überwiegen weitaus. Daneben gibt es Faserperthite (z. B. 1,1×0,9 mm), auch wenig serizitisiert.

Neben diesen Einsprenglingen treten mehrkörnig zusammengesetzte Feldspatballungen auf, welche ein grobkörniges Gefüge haben und insgesamt so rundliche Umrisse, daß sie wie kleine eingeschlossene Lapillen aussehen. Derartiges wurde in den Quarzporphyren dieser Schottergesellschaft noch nicht gefunden (siehe HANSELMAYER 1958), weshalb man nicht in der Lage ist, diese Feldspatknollen zu deuten. In manchen tritt der Chlorit als Gemengteil ein und bildet in ihnen Schuppenstränge. Der Feldspat dieser Gebilde ist ein saurer Plagioklas; er ist aber nicht immer bestimmbar gewesen. Orthoklas konnte darin nicht nachgewiesen werden.

Biotit unverletzt nicht vorhanden, wohl aber Opazitreste. Vertreten ist dieser Glimmer durch einen ziemlich kräftig gefärbten Chlorit: X = gelbgrün, YZ = graugrün: Klinochlor. Chlorit bewächst auch weit durchgreifend Scherflächen und erscheint mit ziemlich hohem Prozentgehalt, insbesondere wenn man berücksichtigt, daß der Chlorit durch Stilpnomelan ergänzt wird.

Grundmasse mikrogranitisch, von einer Feinkörnung, welche kaum auflösbar ist. Die Serizitbeteiligung ist sehr bedeutend.

Die von den anderen Porphyroiden so abweichende rötliche Färbung beruht darauf, daß die Durchfärbung mit Goethit, Hämatit sowie etwas Magnetit ungleich stärker ist als bei den anderen Porphyroidtypen.

Die Chloriteinwanderung ist in diesem Muster beträchtlich, was man ihm makroskopisch gar nicht ansieht.

d) Grauweißer Porphyroid mit deutlichen Resten von Biotiteinsprenglingen, Gr. 63.

Gerölle: 57 × 35 × 28 mm, fast weiß mit grauen und graubraunen Sprenkel, herrührend von Quarz- und Biotiteinsprenglingen. Die Feldspateinsprenglinge treten erst im Dünnschliff hervor. Die Einsprenglingszahl ist derart hoch, daß der Grundmasseanteil relativ zurücktritt. Muster gut gerundet, massig. Einsprenglinge: Man sieht typische „Korrosionsquarze", teilweise mit Koronen. Ihre Zahl tritt aber gegenüber den Feldspateinsprenglingen zurück. Die letzteren (∅ bis 3,6 mm) sind z. T. Albit bis Oligoalbit, meistens zu einem gewissen Grad serizitisiert. Interessanterweise gibt es aber auch an einzelnen Stellen neu gebildeten, völlig klaren, scharf lamellierten Albit. Die K-Na-Feldspäte sind ebenfalls z. T. serizitisiert, sie bleiben der Menge nach hinter dem Plagioklas zurück. Perthitische Entmischungen wurden nicht beobachtet.

Der Biotit mit Zirkoneinschlüssen und pleochroitischen Höfen ist stark ausgebleicht, an einigen Stellen chloritisiert. Ganz bezeichnend erscheint die starke Erzausscheidung längs Spaltrissen und am Rande. Das ist nicht Opazitisierung, sondern eine mit der Baueritisierung und Chloritisierung zusammenhängende Erscheinung. Das ausgeschiedene Erz ist nur zum geringeren Teil Magnetit, zum größeren Teil Leukoxen nach Ilmenit. Diese Biotite bildeten einst große Einsprenglingstäfelchen (z. B.: 3,2 × 2,2 mm) und müssen in ziemlicher Zahl aufgetreten sein.

Die Grundmasse ist mikrogranitisch und an verschiedenen Durchzügen stärker serizitisiert wie an anderen. Die Seriziti-

sierung ist an Kontaktstellen von Einsprenglingen oder Einsprenglingstrümmern mit der Grundmasse besonders auffallend, allgemein durchgreifend ist sie noch nicht.

e) Graugelber, unauffällig sprenkeliger Porphyroid, Gr. 64.

Gerölle: 48 × 36 × 27 mm, blaßgraugelb, weißgesprenkelt, zum Unterschied zum vorigen Muster Gr. 63 tritt der Biotit nicht in Erscheinung.

U. d. M. sieht man „Korrosionsquarze" in mäßiger Zahl (z. B. 0,72 × 0,64 mm), weit zurücktretend hinter den großen K-Na-Feldspäten (⌀ bis 1,6 mm), welche z. T. schachbrettalbitisiert sind, z. T. mechanisch zerlegt, wobei die entstandenen Risse mit Quarz ausgeheilt wurden. Soweit nicht schachbrettalbitisiert — was aber ziemlich allgemein der Fall ist — zeigen die K-Na-Feldspäte kryptoperthitische oder aderperthitische Entwicklung, auch Fleckenperthit.

Dunkle Gemengteile fehlen und scheinen auch primär in diesen Pophyren keine Rolle gespielt zu haben. Es könnte etwas Biotit vorhanden gewesen sein, worauf die Konzentrationen von Limonit an gewissen Stellen hinweisen, die mit Leukoxenentwicklung verbunden sind. Pseudomorphosenähnliche Gebilde nach Biotit sieht man nicht.

Die Grundmasse ist mikrogranitisch entwickelt und im weitgehenden Ausmaß serizitisiert.

Auffallend an diesem Porphyroidmuster ist die reichliche Serizitisierung, welche noch nicht in einer Grünfärbung des Gesteins zutage tritt. Zusammenfassend sei noch hervorgehoben der Mangel an dunklen Gemengteilen, ja sogar Pseudomorphosen davon fehlen, und der Mangel an selbständigem Plagioklas.

Die Porphyroidtypen Gr. 6, 9, 63 und 64 stehen einander gesteinsmäßig im großen und ganzen sehr nahe, wogegen das Muster Gr. 5 durch die Rotfärbung und intensive Besiedlung mit Chlorit stark aus der Reihe fällt.

8. Breschen und Konglomerate vom Typus wie in „Semmeringquarzit"-Schichtkomplexen.

Bekanntlich hat man in diesen in der Obersteiermark verbreiteten Gesteinskomplexen Übergänge aller Grade zwischen sedimentären Stammformen (echte Konglomerate, Breschen, Sandsteine) bis zu den metamorphen Endformen (Quarzite und wesentlich quarzitische Schiefer) vor sich. Vgl. CORNELIUS 1952. Soweit das Material untersucht werden konnte, welches hier diesen Serien

zugeteilt wurde, sind die sedimentären Stammformen darin herrschend.

Von den 38 aufgesammelten Geröllen sind 6 rotviolett, eines von rotviolett nach grün übergehend, der Rest in lichten Schattierungen grün oder gelbgrün bis fast rein weiß. Mit Hilfe vieler Splitteruntersuchungen konnte an solchen Geröllen beginnende Metamorphose nachgewiesen werden. Ansiedlung von hellzeisiggrünen, mikroskopisch kleinen Gruppen von Epidotnädelchen.

a) Graulila farbige Bresche, Gr. 7.

Gerölle ziemlich isometrisch, 55 × 52 × 48 mm, sehr gut gerundet, Breschenbestandteile teils weiß, grau lila, rot bis schwarz, mm bis mehrere cm groß, diese äußerlich oft schwach ausgewittert.

Unter dem Mikroskop sieht man:

1. Lyditbrocken (4,1 × 3,6 mm und kleiner) mit zahlreichen runden bis elliptischen Fossilresten (0,21 × 0,25 mm und kleiner) in der stark graphitisch durchwobenen Grundmasse, mit reichem Quarzadernetz und wenigen goethitisierten, ehemaligen Ankeritrhomboedern (⌀ = 0,16 mm und kleiner).

2. Phthanitbrocken (Carrozzi) bis 16 × 9 mm mit Quarzadernetz, in welchem die Quarzkörnchen manchmal ziemlich grob werden (⌀ bis 0,16 mm), ohne Fossilreste, des öfteren mit scharf ausgeprägten Pseudomorphosen von Goethit nach Ankerit. Phthanitbröckelchen in verschiedenen Größen sind häufig.

3. Hornsteinbrocken:

a) Rot gebändert, 6,4 × 2,5 mm, hämatitdurchwirkt, mit wenigen Quarzadern, verschiedentlich Goethitpseudomorphosen nach Ankerit (Siderit?) und mit vermutlichen Fossilresten (Form gerundet, ⌀ z. B. = 0,1 mm, ausgefüllt mit etwas gröber gekörntem Quarz).

b) Recht zahlreich vertreten sind lichtgraue Hornsteinbröckelchen, Korn mikroskopisch kaum auflösbar, meist mit Einlagerung von Ankeritrhomboedern, nur gelegentlich Quarzadern.

4. Häufig rote Sandsteinbrocken, gröbere und feinere Abarten, z. B. 3,6 × 2,3 mm, Pigment hauptsächlich Hämatit und etwas Magnetit.

5. Grobes (größte Körner, z. B. 0,64 × 0,72 mm) Quarzgewebe aus pegmatitischem Quarzgang, 6,5 × 2,9 mm, in Form eines Bröckels.

6. Ein Quarzbröckel (1,28 × 1,36 mm) mit sehr starker translativer Zerscherung. Siehe Abb. 2.

7. Vereinzelt größere Quarze (z. B. 1,4 × 2,5 mm und kleiner), splittrig.

8. Bröckel von kristallinem Quarz.

9. Quarzitmylonitbröckel, 2,9 × 1,2 mm.

10. Ein grobes Ilmenitkorn (1,6 × 2,3 mm), welches seltsamerweise an verschiedenen Stellen des Randes, aber nicht überall, Fortwachsungen in Form von Ilmenitblättern zeigt, die Längen von 0,22 mm und Dicken von 0,018 bis 0,036 mm erreichen. Die Täfelchen stehen vom Umfang wie Barthaargruppen ab. Siehe Abb. 5.

11. Auffallend sind große Sprossen von ursprünglichem Ankerit (z. B. 3,6 × 1,1 mm oder 1,6 × 1,2 mm und viele kleinere) in teilweise Rhomboederform mit Goethitisierung längs Spaltrissen und sekundären Kalzitausfüllungen von Maschen. Fast immer vergesellt mit Stilpnomelan in Blättern oder Aggregaten: X = goldgelb, YZ = orangebraun, kein Moiré, Pleochroismus typisch wie bei WILLIAMS-TURNER-GILBERT, S. 220, beschrieben. An einem Korn konnte die kennzeichnende Querabsonderung konstatiert werden. Stellenweise ist mit ehemaligem Ankerit auch Chlorit (X = weißgelb, YZ = grasgrün) verwachsen (Klinochlor).

Das die Gesteinsfarbe verursachende Pigment ist im wesentlichen Hämatit.

Eigentliches Zement, äußerst feinkörnig, ist nur sehr dürftig vorhanden, meist schließen die Körner ohne Zement aneinander. Nur stellenweise kann man kleine zementöse Ausfüllungen erkennen, an denen sehr feiner Quarz und Glimmer (Serizit) teilhaben.

Bezeichnend für diese Bresche ist die Häufigkeit von Phthaniten, Lyditen und Hornsteinen. Zur Wiedererkennung kann man auf die zahlreichen goethitisierten Ankeritrhomboeder und auf Stilpnomelan hinweisen.

In dieser Bresche sind Gesteine verschieden alter Serien aufgearbeitet und gesammelt worden: Altkristallin ist vertreten durch Quarzgewebegrit mit Pflasterstruktur und schwacher Verzahnung, wie man dies aus Pegmatiten und hochkristallinen Schiefern kennt; Paläozoikum durch die Phthanite und Lydite, Mesozoikum durch Hornsteine und rote Sandsteine, welche Werfenern oder Buntsandsteinen ähnlich sind.

Die Ankeritbesprossung stellt vielleicht eine Art von Vererzung dar, ihr Zusammenhang ist unbekannt.

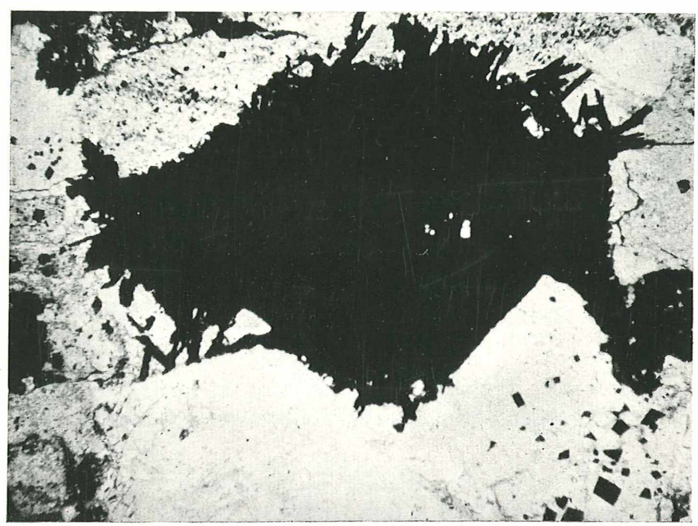


Abb. 5: Graulila farbige Bresche, Gr. 7: Ilmenitkorn (1,6 × 2,3 mm). Beschreibung siehe Text S. 818/10.

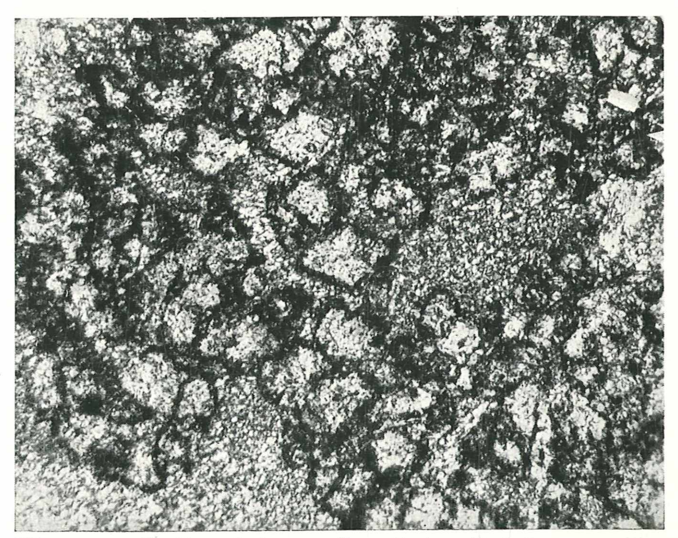


Abb. 6: Blaugrauer Kalk mit braungelben Dolomiteinlagerungen, Gr. 71: Man unterscheidet leicht die überaus feinen Kalkspatgewebepartien gegenüber den groben, idioblastischen Dolomitgewebeteilen, in denen einzelne Körner eine unvollkommene Rhomboederentwicklung zeigen. Wachstumserscheinung, nicht Deformation. Vgl. Text S. 830. Vergr.: 48fach.

b) Bresche aus vorwiegend roten Tonsandsteinen und weißen, grobkörnigen Quarzbröckeln, Gr. 60.

Gerölle: 44 × 29 × 13 mm, braunrot, Gesteinstrümmer (bis 20 mm ⌀) und Quarzbröckel, dazwischen limonitisch angefärbtes Karbonat. Gut gerundet, härtere Bröckel wittern aus.

Gangfüllung: Kalzit und Dolomit, grobkörnig (z. B. 0,36 × 0,72 mm). Die dolomitischen Partien sind von den kalzitischen leicht zu unterscheiden, da sie stark limonitisch durchfärbt sind und auch starke Absorptionsunterschiede zeigen. Pflaster. Kalzit mit charakteristischer Zwillingslamellierung.

Breschenbestandteile:

1. Quarzbröckel aus wenigen großen (⌀ z. B. = 2 mm), pflastrig aneinander grenzenden Körnern bestehend, mit etwas unduloser Auslöschung.

2. Sandsteinbröckel: a) Weißer Feinsandstein, Quarzkorn um 0,16 × 0,24 mm, splittrig, mit scharf gezähnelten Rändern, sehr wenig toniges Bindemittel.

b) Roter, toniger Sandstein: Quarzkörnchen mit ⌀ = 0,16 bis 0,075 mm, eckig-splittrig, serizitisches Bindemittel mit Hämatitanfärbung.

c) Roter Tonsandstein: Eckige Quarzkörnchen (⌀ = 0,010 bis 0,015 mm) zu kurzen Kornflasern vereinigt und diese umsäumt von dünnen Serizithäutchen, hämatitdurchstäubt. Äderchen liegen teils in Q, normal auf s, gefüllt mit verzahntem Quarz und Karbonat, teils in Scherflächen, auch mit Quarz und Karbonat und teils von Gangfüllungen ausgehend, nur mit Karbonat gefüllt.

d) Roter Glimmerton mit geringer Quarzbeteiligung, Quarzsplitterchen mit ⌀ um 0,005 mm, Zement serizitisch-tonig, hämatitdurchstäubt, teilweise auch stärker hämatitdurchwolkt.

Diese Breschenbröckel grenzen zum Großteil ohne erkennbaren Kitt aneinander, doch bildet z. T. das Karbonat der Adern eine gewisse Verkittung.

c) Graugrünes Konglomerat wie in Basisschichten von Werfener Serien, Gr. 19.

Gerölle: Kleinkörniges Konglomerat, 82 × 55 × 39 mm, hellgraugrün, Form flach-birnenförmig. Glättung relativ gut, kennzeichnend sind die sparsam verteilten weißen und hellgrauen Quarzgeröllchen (⌀ bis 5 mm) in sehr feinem, glimmerig-sandigem Grundgewebe.

Der Grundkitt besteht aus sehr feinen Teilchen von Quarz (Ø herunter bis zu 0,02 bis 0,03 mm) und reichlich beigemengtem Serizit von einer Feinheit wie in Porphyroiden; Karbonat fehlt völlig.

Dieser reichlich vorhandene Grundkitt enthält in Einbettung die schon makroskopisch sichtbaren Gerölle: Phthanite, Quarzeinzelkörner, grob buchtige Quarzgewebekörner ohne Deformationserscheinungen, daneben eine Anzahl gleich großer Quarzkorngerölle mit oft ausgeprägter Deformation, von der BÖHMschen Streifung angefangen bis zu einer Gliederung in rupturell getrennte Stengel. Selten Plagioklassand (Ø um 0,2 mm).

Auffallend in diesem Gestein war ein Geröllchen eines sehr chloritreichen (Klinochlor) Schiefers mit Rutilrelikten und Leukoxen. Dazwischen liegen farblose Körnchen, von denen ein Teil als Quarz diagnostiziert werden mußte, ein Teil aber wegen Kleinheit und Überlagerung nicht aufzuklären war. Dieses Korn ist entweder ein Grünschieferkorn diabasischer Herkunft oder ein chloritreicher Feinquarzit. Im Gestein ist Serizit nicht nachweisbar, so daß die diabasische Herkunft wahrscheinlicher erscheint. Zu betonen ist die Seltenheit, welche damit harmoniert, daß auch sonst in diesen Geröllen so wenig Basite vertreten waren.

Das s wird in diesem Gestein betont durch Fugenscharen, welche mit goldgelbem Limonit besetzt sind. Bei den Körnern kann man indes eine Schlichtung im Sinne der Parallellagerung größter Korndurchmesser nur örtlich feststellen.

Die grünliche Farbe des Kittes ist eindeutig nur auf den Serizit beziehbar. Es sieht darnach aus, als ob Porphyroidmaterial aufgearbeitet worden wäre, was durchaus möglich erscheint.

Herkunft.

Liest man die Beschreibungen, welche CORNELIUS 1951, 1952 über solche Gesteine gegeben hat, dann findet man, daß das in den Laßnitzhöher Schottern gesammelte Material Zug um Zug den von ihm aus dem Mürztal (Semmeringtrias) und westlich anschließend gefundenen Typen zugeordnet werden kann.

Es ist aber auch noch die Möglichkeit zu erwägen, daß einmal in größerer Nähe derartige Gesteinskomplexe gelegen haben, welche, sowie gewisse triadische kalkige und dolomitische Gesteine im weiten Rahmen der Grazer Bucht, so weit erodiert worden sind, daß wir heute Spuren davon anstehend noch nicht kennen.

9. Gruppe der Sandsteine.

Bei diesen Sedimenten kann man wie folgt differenzieren:

1. Gruppe: Sandsteine bis grauwackige Sandsteine. Z. B. Gr. 8, 18, 39.
2. Gruppe: Übergang zu schiefrigen Formen. Z. B.: Gr. 53, 17.
3. Gruppe: Deutlich schiefrige Formen. Z. B.: Gr. 14, 15, 26.
4. Gruppe: Arkosen. Z. B.: Gr. 29.

Die Farben sind teils pfirsichblührot, teils düster rot, grau, grüngrau oder hellgrün, d. h. sie sind dieselben wie bei den Breschen- und Konglomerattypen, welche der Werfener Serie koordiniert wurden.

Es handelt sich um die mit diesen zusammenhängende sandige bis tonig-sandsteinige Gesellschaft, in verschiedenen Stadien am Wege zu kristallinen Schiefern. Der Endzustand müßten Serizitquarzite und Quarzite sein; dieser ist aber in den bearbeiteten Belegstücken noch nicht zu sehen. Die Erscheinungen der Metamorphose sind vielmehr zunächst noch vorwaltend rein mechanisch, d. h. Ausarbeitung eines mechanischen s, in welches die Quarzkörner hineingedreht werden und nach dem sich die vergröberten Serizite orientiert haben.

Die sedimentär übernommenen Feldspäte sind in den Sandsteinformen noch gut erhalten, nicht umkristallisiert und auch nicht erst im Sandstein verglimmert. Dementsprechend ist auch das Verhalten der Quarze, denn die mehrmals verzeichneten Fortwachsungsrinden sind noch keine metamorphen Phänomene.

a. Sandsteine bis grauwackige Sandsteine, Gr. 39, 8, 18.

Hellgrauer Sandstein mit sehr wenig Fugenzement, Gr. 39.

Gerölle: 61 × 45 × 26 mm, gut abgerollt, hell schmutziggrau, sehr feinkörnig mit weißen Quarzadern.

U. d. M. sieht man mehrere Gewebeteile:

1. Ein offenes Gewebe, bestehend aus kleinen Quarzgeröllen (⌀ z. B. 2,4 mm, 0,9 mm), mehrkörnig, hierin die Körner mit der Chloriteinwachsung, welche im Detail beschrieben werden.

2. Eigentliches Sandsteinkorn, sehr gleichmäßig mit ⌀ von 0,08 bis 0,16 mm, Splitterformen, vereinzelt gehören dazu größere Glimmertäfelchen (Muskowit) vom gleichen Format bzw. Länge.

3. Sehr spärlicher Kitt aus feinsten Quarzkörnchen, vornehmlich aber Serizit, ⌀ = 0,016 mm abwärts. Er ist nicht überall vorhanden, so daß es Gewebeteile gibt, in denen Quarzkorn an Quarzkorn liegt.

Chlorit: Ausschließlich in den großen Quarzkörnern sind Schwärme von winzigen Chloritkriställchen in Geldrollenform vorhanden (Dicke = 0,005 bis 0,010 mm, Länge = 0,08 bis 0,16 mm), Querschnitt rundlich-sechsseitig, die Farbe so licht, daß man den Pleochroismus nicht erkennen kann.

Die großen Quarzkörner haben z. T. optische Spannung, solche mit Chloriteinschlüssen sind ungespannt.

Feldspat: Man sieht im Format der mittleren Sandsteinkörner im geringen Ausmaß perthitischen Orthoklas, keinen Mikroklin, und einen scharf lamellierten, einschlußreinen Oligoklas.

Schwermineralien: Granat, Rutil, Sediment-Turmalin, Zirkon, Goethitpseudomorphosen nach Pyrit und Ankerit- oder Sideritrhomboeder.

Hellgrauer Sandstein im Übergang zu Grauwackensandstein, Gr. 8.

Gerölle: 58 × 39 × 23 mm, ehemaliger Windkanter, hellgrau im Bruch und auf der Oberfläche, Korn sehr klein, fast dicht.

U. d. M. sieht man ein ziemlich egalisiertes und typisch ungeregeltes Quarzkorngewebe, Körner splittrig mit ⌀ von 0,08 bis 0,16 mm (verschiedene Schnittlagen) mit wenig serizitischem quarzigem Fugenkitt wie bei Muster Gr. 39. Auch der Fugenkitt zeigt keine Regelung. Eingelagert sind weiters Albit bis Oligoklas mit 20% An, feinlamelliert, ungefüllt, rein, gleich groß wie die Quarzkörner, einzelne Muskowittäfelchen (0,16 × 0,02 mm und kleiner), spärlich Chlorit, Zirkon, Turmalin und Limonit.

An den gröberen Quarzkörnern sind des öfteren gleich orientierte Fortwachsungsrinden zu sehen. Die von ihnen umschlossene Kernpartie hat eine ziemlich einfach verlaufende, mehr rundliche Umgrenzung.

Der Dünnschliff erfaßt auch einen Lagergang mit Grobkornquarzpflaster, Einzelkörner klein, buchtig-zähnig, Korn-⌀ bis 0,8 mm.

Es liegt ein psammitisches Gestein vor, Textur nicht schiefrig, Struktur klastisch mit Fugenkitt, partiell Tendenz zu Kristallsandsteinbildungen infolge der Rindenbildung.

Grauvioletter, grauwackiger Sandstein, Gr. 18.

Gerölle: 145 × 59 × 42 mm, walzenförmig, düster grauviolett, spärlich mit weißen (Quarz) und rotvioletten Sprenkeln (tonige, stark mit Hämatit imprägnierte Brösel in allen Größen bis zur makroskopischen Wahrnehmbarkeit, Länge bis 5 mm), Oberfläche rauh, der Glimmeranteil ist merklich. Sandsteingefüge, porig.

Das Gewebe besteht aus

1. schlecht gerundeten bis splittrigen Quarzkörnchen (⌀ = 0,08 bis 0,48 mm), ferner aus
2. Körnern von mikrogranitischer Quarzporphyrgrundmasse, z. T. unverändert, z. T. partiell serizitisiert, Größen bis 0,5 mm,
3. mehrkörnigen Quarzgeröllchen, ⌀ bis 1,6 mm,
4. flachen bis über mm-großen Bröseln von sehr feinkörnigem, wieder aufgearbeitetem Sandstein mit durch Hämatit betontem, sehr engständigem s,
5. tonigen, sehr reichlich mit Roteisen imprägnierten Bröseln (toniger Sandstein) mit ⌀ bis 4 mm,
6. aus etwas Chalzedon und
7. aus Feldspatbröseln mit scharfer Zwillingslamellierung (Albit), welche aber nicht häufig sind. Das erscheint deshalb interessant, weil relativ viel Quarzporphyrmaterial verarbeitet worden ist.

Diese Aufbauelemente werden durch den örtlich sehr stark in Erscheinung tretenden, andererseits örtlich wieder sehr dünnen Kitt verbunden, welcher hauptsächlich aus eisenerzdurchfärbten Serizitsträngen besteht. Der Anteil an Kitt ist in diesem Gesteinsmuster größer als bei den vorherbeschriebenen, aber immer noch nicht herrschend. Man kann diese Übergangsformen als grauwackige Sandsteine bezeichnen.

Sämtliche Körner dieses Sandsteines zeichnen sich dadurch aus, daß dort, wo tonige Komponenten oder Feinquarz auftreten, Reste von organischem Pigment völlig fehlen, d. h. daß die nun aus feinstem Serizit bestehenden Brösel nicht einfach von serizitischen Tonschiefern hergeleitet werden können. Das zudem so häufige Auftreten von Hämatit als Pigment, ebenso auch von Magnetit, und der Gewebeaufbau solcher roten Körner aus einer allerfeinsten Masse mit schwach doppelbrechenden Körnchen (soweit es sich nicht um Serizit handelt) läßt auf Gesteinsbestandteile schließen, welche einst Quarzporphyrgrundmasse waren.

Im übrigen erscheint die Herkunft dieses Sandsteines nicht leicht zu durchschauen, besonders dadurch, daß neben dem Quarz,

welcher den Hauptbestandteil darstellt, relativ reichlich Körner aus feinster Serizitmasse vorkommen. Leider gibt es nur spärlich Feldspatrelikte, welche die Entscheidung zuließen, ob diese feinen Serizitmassen mit Feldspat in Verbindung zu bringen seien, wobei man sowohl an Kalifeldspat als auch an Albit denken müßte. Es würden dann diese Körner z. T. Brösel von serizitisierten Feldspäten, z. T. von serizitisierter Porphyrgrundmasse sein. Aber es wurde im Dünnschliff nie eine Füllung, wie solche bei metamorphen Gesteinen in Albit vorkommt, beobachtet.

b) Übergang zu schiefrigen Formen, Gr. 53, 17.

Grünlichgrauer, grauwackiger Sandstein mit schwacher Schieferung, Gr. 53.

Geschiebe: 55 × 46 × 13 mm, flach, grünlichgrau, sehr feinkörnig. Die größeren im Zement schwimmenden Körner sind fettiggrau bis dunkelgraugrün, ebenso die Grundmasse.

Im heteroklastischen Gefüge hebt sich der Grundkitt aus Quarz-Serizit und nicht mehr erkennbaren feinsten Körnchen von grobklastischen Körnern klar ab. Darunter sind vertreten:

1. Vorherrschend Quarz, entweder Einzelkörner oder Komplexkörner bis zu Quarzitkörnern, Phthanitkörnern und grobzahnigen Quarzgewebekörnern aus dem Hochkristallin.

2. In zweiter Linie K-Na-Feldspäte, z. T. schachbrettalbitisiert (bis über mm groß), selten auch Perthit bis Kryptoperthit, ferner klare und ungefüllte Albite bis Oligoklase mit 20% An.

3. Vereinzelte Muskowitschuppen, z. B.: 0,47 × 0,24 mm, mit leichten Biegungserscheinungen bilden die dritte Gewebekomponente.

4. Ferner sind vertreten: kleine Penninschüppchen, halbbaueritisierte und deformierte Biotite.

Im Grundkitt sind goethitische Massen farbverursachend eingebettet, Rutilkörnchen, Chloritschüppchen, serizitische Strähne in s und kleinste Quarzkörnchen.

Die ursprüngliche Sedimentstruktur ist noch sehr gut erhalten, denn trotz der Verschieferung, welche sich in der Regelung des Kittaufbaues am deutlichsten bemerkbar macht, kommt es zur Umkristallisation. Hingegen bemerkt man an einem Teil der

grobklastischen Körner, wie z. B. einzelnen Quarzen und einzelnen Feldspäten, mechanische Deformation durch undulöse Auslöschung von aneinandergrenzenden stengeligen Zerlegungen, Verbiegung von Zwillingslamellen bei Feldspäten u. dgl.

Graurosa, grauwackiger Sandstein mit schwacher Schieferung, Gr. 17.

Gerölle: 121 × 35 × 34 mm, walzenförmig, im Querschnitt dreikantig, blaßgraurosa, mit ausgeprägten, teilweise porigen s-Flächen. Körnung sehr fein, aber doch mit freiem Auge bereits wahrnehmbar. Mit der Lupe erkennt man rosarote Feldspatkörnchen, Quarze, phthanische Körner und sehr wenig Glimmerschüppchen. Der größte Teil des sonst nicht seltenen hellen Glimmers steckt als Serizit im Grundkitt und ist selbst mit der Lupe nicht mehr unterscheidbar.

Im wesentlichen besteht in den Kornsorten mit dem vorigen Muster Gr. 53 eine große Parallelität, nur ist der glimmer-quarzige Zement noch kräftiger entwickelt.

Bemerkenswert ist u. a. ein Quarzkorn mit Korona, wie es sonst in Quarzporphyren vorkommt. Ebenfalls auf Herkunft aus Quarzporphyren spricht ein Perthitkorn (Spindelperthit) mit schwacher Erzdurchstäubung und daher rötlich sowie Roteisenpseudomorphosen nach Biotitruinen.

Das s ist noch stärker schiefrig ausgearbeitet wie im vorher beschriebenen Muster Gr. 53.

Die Rosa-Gesteinsfärbung geht auf verhältnismäßig reichliche Hämatitbeschickung in den Grundkittmassen, welche serizitreich und zum Unterschied vom vorigen Beispiel nicht grünlich erscheinen, sondern deutlich gelb durchsetzt sind (Goethit), zurück; ferner auf die Hämatitimprägnierung von Pseudomorphosen nach alten Biotiten und endlich auf Hämatitdurchstäubung von Feldspäten.

Schon das makroskopische Aussehen dieser beiden beschriebenen Gesteinsmuster ist mit der Aussage verträglich, daß im Gerölle Gr. 17 sehr viel Quarzporphyrmaterial aufgearbeitet worden ist, vielleicht waren es Quarzporphyrtuffe. Das Muster Gr. 53 wäre in ähnlicher Weise von Porphyroidmaterial herzuleiten. Gerade dieses Gestein Gr. 53 nähert sich am meisten den obersteirischen Grauwackensandsteinen, die mit Porphyroiden zusammenhängen.

c) Deutlich schiefrige Formen, Gr. 14, 15, 26.

Grauer, deutlich feinschiefriger
Grauwacksandstein, Gr. 15.

Gerölle: 58 × 36 × 25 mm, grau, gut abgerollt, rauhe Oberfläche.

Heteroklastisch mit reichlichem Grundkitt. Die gröber klastischen Komponenten sind:

Quarze, z. T. mit wogender Auslöschung, Form splittrig bis rundlich, häufig Korona-Reste, meist Einkörner, doch treten daneben auch zusammengesetzte Körner mit Zahngewebe auf. Größere Körner mit ⌀ bis 0,2 bis 0,3 mm, selten bis 0,8 mm. Weitaus herrschend.

Feldspäte: Oligoklas mit 20% An, ungefüllt, unlamelliert, etwas weniger K-Na-Feldspat, ⌀ um 0,16 mm.

Vereinzelt Pennin in größeren Schuppen.

Der Grundkitt besteht aus einem sehr sandreichen, serizitdurchsetzten Kleinkorngewebe (⌀ um 0,02 mm). Ein deutliches s des Gesteines kommt dadurch zustande, daß der Grundkitt in sehr kleine flache Linsen gegliedert erscheint, welche von Serizithäuten umschmiegt sind. Die Serizite in diesen Häuten sind streng in s geregelt. Außerdem aber sind diese Häute von Hämatit und Goethit durchwachsen. In den erwähnten Linsen liegen neben sehr feinem Quarzkitt die gröber klastischen Quarze, welche nach der Form eingeregelt sind (größte ⌀ in s).

Vereinzelt sieht man auch Turmalin.

Zum Gewebebau gehören ferner verästelte Quarzkornadern, die nach Scherflächen, aber auch quer zu s verlaufen und außerdem flache Quarzkornflasern in s. Diese beiden Elemente haben Pflasterstruktur, die Körner sind größer als im Grundkitt und durchaus granoblastisch gefügt. Das bedeutet eine lokale innere SiO_2-Mobilisation.

Das Material ist noch ausgelesenes Quarzporphyrmaterial wie in den vorher beschriebenen Mustern, nur erscheinen die Feldspäte unter den gröber klastischen Komponenten weniger vertreten.

Hellgrünlichgrauer Sandstein mit wenig
Fugenzement, Gr. 14.

Gerölle: 33 × 31 × 16 mm, hellgrünlichgrau, gut gerundet, mit einem sehr feinschiefrigen s.

Hauptgemengteile = Quarz, Korn-⌀ = 0,08 bis 0,16 mm, in Splitterform, gut egalisiert, daneben in ebensolchen Formen und

Größen Plagioklase, klar, ohne Füllung, mit 10—20% An und scharfer Albitlamellierung. K-Na-Feldspäte treten ganz stark zurück, sie sind z. T. durch Schachbrettalbit vertreten. Eine weitere klastische Komponente sind Phthanitkörnchen, deren Körnung Grundkittfeinheit hat. Ihre Selbständigkeit ergibt sich daraus, daß sie genau so von dünnen Grundkitthäuten umhüllt sind wie die anderen gröber klastischen Komponenten.

Relativ häufig ist Muskowit, in den Korngrößen wie Quarz und Feldspat ein lockeres offenes Gewebe bildend und scharf in s eingeregelt, daneben ein stumpf-graugrüner, durchsichtiger Chlorit der Klinochlorgruppe, welcher anscheinend den Biotit vertritt, ebenfalls scharf in s eingeregelt. Biotitreste waren nicht auffindbar.

Der Grundkitt umhüllt die Körner des gröber klastischen Anteiles ziemlich dünn und besteht aus einem Gemenge von Serizit, sehr feinkörnigem Quarz und Chloritfetzchen. Für sich bildet er ein räumliches Netz mit Maschen. Dieses ganze räumliche Netz erscheint nach der Schieferung ausgerichtet zu sein.

Hellgrauer, feinkörnig-schiefriger Grauwackensandstein, Gr. 26.

Gerölle: 116 × 68 × 45 bis 9 mm, hellgraues Geschiebe, mit einem ca. 1 cm mächtigen ebenen Gelbquarzgang an der Unterseite, ansonsten flach-keilförmig mit deutlicher Schieferung. Die klastischen größeren Körner sind bereits deutlich sichtbar.

Die Kornsorten verhalten sich nach Form und Größe wie die entsprechenden von oben (Quarz: ⌀ = 0,1 bis 0,3, selten bis 0,7 mm, Feldspat durch Serizit vertreten). Sie lassen sich am ehesten ebenfalls aus altem quarzporphyrischem oder quarzporphyrtuffigem Material herleiten. Dieses Muster ist der beste Repräsentant einer Grauwackensandsteinentwicklung. Auch betreffs der Kornsorteneinregelung kann man nur eine Fortentwicklung — wie sie in den vorher beschriebenen Typen schon angedeutet ist — in Richtung auf streng schiefrige Formen erblicken. Diese Entwiclkung müßte eigentlich bei völliger Rekristallisation zu einem sehr hellen Serizitschiefer oder quarzreichen Glimmerschiefer, frei von organischem Pigment, führen.

Die Schieferung erscheint als Ausarbeitung eines schon vorhandenen, aber undeutlichen „ss" Die so entstandenen Schieferungsflächen setzen nicht durch das ganze Gestein durch und sind auch nicht streng ebenflächig, sondern etwas wellig und vikariierend. Man sieht dies auch im Dünnschliff, wo diese Schieferungsflächen durch ihre Besetzung mit Muskowit, spärlichem Goethit, dem

Einsprossen von braunem Turmalin und durch die limonitische Durchtränkung immer wieder deutlich werden.

d) Arkosen, Gr. 29.

Rotvioletter, arkosischer Sandstein mit sehr wenig Fugenzement, Gr. 29.

Gerölle: 67 × 45 × 38 mm, zweiseitig-dickplattiges Geschiebe, rotviolett, heteroklastisch, nicht schiefrig.

Komponenten: Rundliche, splittrige Quarzkörner, Ø meist um 0,32 mm, aber auch bis 0,8 und 1,4 mm, ohne Fortwachsungen. Recht reichlich perthitische, z. T. schachbrettalbitisierte K-Na-Feldspäte, wie wir sie aus Porphyroiden kennen und hinter ihnen sehr zurücktretend, scharf lamellierte Plagioklase mit rund 15% An, locker durchwirkt mit winzigen Seriziteinschlüssen. Daneben tritt noch ein saurer Plagioklas auf, der stark mit Seriziteinschlüssen beschickt ist.

Sehr häufig schließen die gröber klastischen Körner ohne Vermittlung von Grundzement aneinander. Eine größere Bedeutung erhält der Kitt überhaupt nirgends. Er bildet bestenfalls dünne Häute an den Kornfugen. Seine Hauptkomponente ist wieder Serizit, weiters sieht man Muskowite, Turmalin, spärlich oxydisches Eisenerz, selten findet man Phthanitbrösel und Penningruppen. Die Form dieser Aggregate deutet eher auf Pseudomorphosen nach Granat als auf solche nach Biotit.

Das Material dieser Arkose könnte sowohl von einem Quarzporphyr als auch von einem Granit mit rosafarbigen Feldspäten herrühren. Derartig Anstehendes ist gegenwärtig nicht bekannt.

10. Karbonatgesteine.

Strenge Geschiebeformen herrschen weitaus vor, doch gibt es daneben auch Walzenformen (z. B. Profil A, Fraktion 3—5 cm: 6 Walzenformen unter 43 Karbonatgesteinen). Geröllformen sind nicht häufig, 3:43. Der Formunterschied ist nicht auf petrographische Eigenschaften zurückzuführen.

Dem lithologischen Inhalt nach überwiegen Kalke, welche den untersuchten Mustern nach, dem Mesozoikum zugeteilt werden müssen. Daneben kommt auch eine kleine Anzahl mit Schöckelkalk zu vergleichender Gesteine vor.

Alle Kalk-Geschiebe und Gerölle zeigen eine Abnützungseigenschaft, nämlich eine gewisse Rauheit beim Anfühlen, so glatt sie auch sonst aussehen.

In bezug auf Herkunft fehlen uns petrographische Hinweise auf Anstehendes in den möglichen Einzugsgebieten, Schöckelkalk ausgenommen. Auffallenderweise werden die sedimentären Karbonatgesteine des Grazer Paläozoikums vermißt, welche dem Verfasser sehr genau bekannt sind (HANSELMAYER 1950, 1951, 1952, 1953) und von ihm wiedererkannt worden wären.

a) Grauweißer Kalkstein, Gr. 70, Typus „Schöckelkalk".

Geschiebe: 43 × 34 × 9 mm, weißgrau, flach, dicht, rauh.

Bezüglich der Körnung erscheint ein Vergleich mit den Ausführungen von BLÜMEL 1939 und HÜBEL 1942 angezeigt.

	BLÜMEL Schöckelkalk 1–3 ∅	HÜBEL Schöckelkalk Weiz ∅	HANSELMAYER Gr. 70 ∅
Großkörner	∾0,5 mm	bis 0,3 mm	0,5–1,0 Belteroblasten
Mittelkörner	0,15–0,30	bis 0,12	0,16–0,40 grob. offen. Pfl.
Kleinkörner	0,02–0,04	0,05–0,03	0,04–0,05 Pflaster offen
Grundteig	0,002–0,006	?	∾0,005 Teig

Man ersieht aus dieser Tabelle, daß die Physiographie bis in Einzelheiten vergleichbar ist. Wenngleich Schöckelkalke häufig graue bis blauschwarze Farben zeigen, auch Bänderung und Faltungen der Bänderung, so gibt es doch auch genügend Beispiele von entfärbten, aber sonst durchaus gleichartigen Schöckelkalken. Mit solchen wäre das vorliegende Geschiebe, Gr. 70, in dem Sinne vergleichbar, daß man Schöckelkalk als die Heimat unseres Musters bezeichnen könnte. Ob diese Heimat noch mit heute Anstehendem koinzidiert oder abgetragen ist, kann vorläufig noch nicht mit Sicherheit ausgesagt werden, aber für letzteres spricht zweierlei:

1. Die Analogie mit dem Mesozoikum — die später noch einmal gezeigt wird — aus dem wir Anstehendes ebenfalls nur mehr in Spuren kennen, z. B. Hl. Geist am Posruck. Auch hier scheint es, daß die Liefertrias weitestgehend der Abtragung zum Opfer gefallen ist.

2. Schöckelkalke müssen abgetragen worden sein, sonst könnten wir sie heute nicht als Gerölle finden.

Die Grobsprossen, ausnahmsweise mit ∅ bis 1,6 mm, zeigen die bekannten hohlen Kanäle und die normale Zwillingslamellierung, außerdem gelegentlich durchgehend mylonitische Zeilen, ohne daß

man größere Verstellungen konstatieren könnte. Die Klein- und Grundteigkörner haben weder Zwillingslamellierung noch Kanäle.

Fossilspuren sind nicht erhalten. Pigmentierung ist am Handstück nicht erkennbar. Im Dünnschliff sieht man indes noch nach s verlaufende leichte graue Pigmentstreifen in der Dicke von 0,032 mm, die in Rhythmen von 0,3 bis 0,5 mm wiederholt werden.

b) Blaugrauer Kalk mit braungelben Dolomiteinlagerungen, Gr. 71.

Gerölle: 84 × 42 × 28 mm, walzenförmig. Das Geröll ist angewittert und daher oberflächlich zum Teile entpigmentiert. Außerdem trägt es eine, nicht auf Fossilreste zurückzuführende Skulpturierung. Bruch und Schliff zeigen zwei Gewebeteile: Der eine ist dunkelblaugrau und rein kalzitisch, der andere hellgraugelb und dringt in das Kalkgewebe unregelmäßig fingerförmig oder zungenförmig ein. Dieser Gewebeteil ist Dolomit. Man sieht darin noch kleine Inseln von verdrängten Kalkspatkörnern.

Das Kalkgewebe ist außerordentlich ungleichkörnig. Es enthält große Kalkspatkörner (⌀ bis 1,2 mm) mit mechanischen Deformationserscheinungen (Lamellenverbiegungen, Randdeformationen) sowie mit der für Kalzit bezeichnenden Zwillingsbildung. Diese größeren Kalzite bilden z. T. Gruppen, z. T. sind sie als Einzelkörner von einem kleinkörnigen (⌀ = 0,04—0,08 mm), granoblastisch ausgeheilten Kalzitgewebe umschlossen, z. T. befinden sich überaus feinkörnige, mylonitische Streifen darin. Doch ist das Pflaster ebenfalls kataklastisch gestört, aber die Körner sind nicht ausgeheilt. — Quarz, splittrig, ⌀ bis 0,08 mm, ist nur zu 2 bis 3% eingewachsen. Feldspat wurde nicht beobachtet. Prinzipiell ist der Aufbau dieses Gewebes derselbe wie schon oben geschildert. Die Grobkörner erscheinen etwas gröber, die Pigmentierung dichter und graphitisch, die mechanische Beanspruchung stärker; das Klein- und Mittelkorngewebe ist aber völlig kristallin regeneriert und wiederum frei von Zwillingslamellen usw.

In diesem Kalkgewebe sind bräunliche, limonitisch durchfärbte, sehr gleichmäßig körnige (⌀ = 0,08 bis 0,1 mm) Dolomitpartien eingelagert. Die Dolomitkörner schließen pflastrig aneinander und sind durch die starke Absorption und Fehlen der für Kalzit charakteristischen Zwillingsbildung von letztgenannten leicht zu unterscheiden. Jüngere Spalten zerreißen die dolomitischen Kornhaufen. Sie sind durch Kalkspat wieder ausgeheilt. Andererseits aber gibt es Stellen im Dünnschliff, welche zeigen, daß Kalzit durch Dolomit verdrängt bzw. aufgezehrt wird. Die Dolomitkörner sind namentlich dort, wo sie in den Kalkspat vordringen, rhom-

boedrisch entwickelt. Ein eigentlich lückiges Gewebe ist aber nur örtlich vorhanden. Vgl. Abb. 6.

Aus dem Schliffbild kann man nur schließen, daß eine Metasomatose im sedimentären Zyklus diesen Kalkstein erfaßt hat und örtlich zu Dolomitballungen sowie zur Beschickung mit kleinen rhomboedrischen Dolomitkörnern geführt hat. Ein nachträglicher Deformationsakt hat das Dolomitkalkgewebe zerrissen; die Risse sind einseitig nur mit Kalzit ausgeheilt, auch im Dolomitgewebe. Eine Dolomitregeneration hat dabei nicht stattgefunden.

Aus dem Original-Schöckelkalk, Vorkommen Graz, wurden ähnliche und gleich schwierig zu deutende Verhältnisse beschrieben, siehe Blümel 1939, S. 19ff. und Abb. 3 bis 6.

c) Dichter, gelbbrauner Kalkstein, Gr. 74.

Gerölle: 54 × 38 × 24 mm, an der Oberfläche grauweiß, am Bruch gelbgrau mit spärlich dunkleren Körnern bis 4 mm Ø. Die an der Oberfläche befindliche *Feinskulptur*, bestehend aus winzigen Grübchen, ist mit dem inneren Gesteinsaufbau in keiner ersichtlichen Beziehung, es handelt sich sicherlich nur um Auflösungserscheinungen an der Gesteinsoberfläche und nicht etwa um Negative von Fossilien.

U. d. M. sieht man ein völlig gleichkörniges *Kalzitgewebe* mit Korn-Ø um 0,004 bis 0,008 mm, ein rein polygonales Pflaster bildend. In dieses Gewebe sind, allerdings spärlich, gröber körnige Kalkspatnester (Korn-Ø = 0,48 bis 0,64 mm), selten Einkörner (Ø z. B. 1,6 mm), eingelagert.

Die auf dem Querschnitt und auf der Oberfläche sichtbaren, *taubengrauen Körner* sind, wie das Mikroskop zeigt, grober Kalkspat, entweder als Einkorn oder Korngruppen sehr großer Körner entwickelt. Die graue Farbe scheint ein optisches Phänomen zu sein, zusammenhängend mit Scharen feinster Kanälchen (die bekannten „Fadenporen“, Sander) und mit einer leichten trüben Pigmentierung, welche so fein ist, daß ihre körperliche Ursache nicht erkannt werden kann. Es scheint sich um Einlagerung feinster Flöckchen einer undurchsichtigen Substanz, sicherlich organischen Ursprunges, zu handeln. Vereinzelt treten im Dünnschliff, manchmal auch in Gruppen, der Form nach unregelmäßige *Flecken von Limonitimprägnation* auf, deren Basis Karbonat ist (Ø = 0,08 bis 0,16 mm). Vielleicht sind es doch Relikte organischer Strukturen. Das können also nicht die makroskopisch sichtbaren taubengrauen Flecken sein. Weiters gibt es *Limonit* auf Fugen.

Dem Habitus der Körnung und dem Kristallinitätszustand nach ist dieser Kalk von den vorbeschriebenen als sehr verschieden zu bezeichnen und erinnert an Mesozoikum.

d) Dichter, gelblichweißer Kalkstein, reich an Mikrofossilresten, Gr. 73.

Gerölle: 48 × 39 × 17 mm, gelblichweiß, dickes Geschiebe.

Die eine Hauptkomponente wird von Mikrofossilien gestellt (∅ = 0,07 bis 0,2 mm). Die Fossilkörner haben je nach Art und Zugehörigkeit sehr verschiedene Form. Meist sind sie oval, rund oder länglich. Unter ihnen befindet sich auch eine Schar von solchen, in denen der Fossilraum von einem einzigen Kalkspatkorn ausgefüllt wird. Volumsmäßig nehmen die geformten Fossilreste ungefähr die Hälfte des Gesteins ein.

Die Fossilschalen und Schalentrümmer liegen sehr dicht nebeneinander und sind von einem sehr feinkörnigen Kalkgewebe mit Korngrößen von 0,016 bis 0,08 mm zementiert. Vereinzelt treten Quarzkörnchen auf (∅ bis 0,08 mm), splittrig, selten Glaukonit, hier grünlich-goldgelb.

e) Bänderiger Hornsteinkalk, Gr. 55.

Gerölle: 44 × 34 × 32 mm, Wechsel von gelbgrauen härteren (Mächtigkeit z. B. 4 mm) und hell cremegelben bis über 1 cm dicken Schichten. Durch den Wassertransport wurden die härteren Schichten herauspräpariert.

U. d. M. erkennt man, daß die Schichtung darin besteht, daß karbonatarme-chalzedonreiche Schichten mit reichlich karbonatischen wechseln. Die s-Flächen sind eben.

1. Ein Schichtelement besteht aus Kalkpelit (Körnung = 0,08 bis 0,016 mm) mit vereinzelt eingestreuten Quarzkörnchen (∅ = 0,016 bis 0,032 mm), eckig-splittrig und — viel häufiger — eingelagerten, chalzedonisierten Fossilresten, deren Mengen örtlich stark wechseln. Es gibt:

a) Chalzedonkügelchen von sphärolithisch-konzentrischem Bau, einfach, ohne Schalengliederung. ∅ bis 0,09 mm.

b) Solche Kügelchen von ungefähr gleicher Größe, und um den Sphärolithen noch eine dünne radialstrahlige Schale aus Chalzedon.

c) Chalzedonkügelchen mit einem kleinen, im Zentrum liegenden Kalkspatkern, bestehend aus 1 oder 3—4 Körnchen im Schnitt. Die Größe dieser Körnchen ist gleich wie außerhalb der Chalzedonkügelchen im Karbonatgewebe.

d) Gebilde mit dünner Chalzedonschale um einen relativ mächtigen karbonatischen Kern aus vielen Körnchen von gleicher Größe wie im Karbonatgewebe außerhalb dieser Bildungen. Das läßt den Schluß zu, daß dieser zentrale Kalk in den Hohlraum dieser Chalzedonkügelchen eingeschlemmt worden ist.

Weiters findet man in den an Chalzedonkügelchen und Quarzkörnchen reichen Lagen in s sich erstreckende, im Dünnschliff nicht vollständig durchgehende Chalzedonlagen mit einer Mittelnaht und daran nach beiden Seiten angesetzten, schwach strahligen Chalzedonfasern. Die Orientierung nα normal zu s = Faserrichtung oder nγ normal auf s = Faserrichtung. Auch Gebiete mit einer Zwischenlage von nα bei gleicher Faserrichtung wurden beobachtet. Diese ziemlich gleichmäßig 0,05 mm mächtigen (l = z. B.: 1,12 mm) Chalzedongebilde treten nach s in Gruppen auf und bilden jene Schichten, welche makroskopisch als ausgewitterte härtere Bänkchen hervortreten. Wo viele dieser länglichen Chalzedonlagen vorhanden sind, gibt es auch zahlreiche Chalzedonkügelchen, was die Härte dieser Schichten steigert.

2. Im zweiten Schichtelement tritt der Kalkpelit stark zurück, dagegen sind größere Kalkkörner (Ø = 0,064 bis 0,12 mm) häufig. Sie schließen als lockeres Pflaster aneinander. Es gibt unter ihnen auch kleinkörnig gefügte, zusammengesetzte Körner, in denen die einzelnen Kalkkörnchen wieder nur von pelitischer Feinheit sind; sie bauen Fossilpseudomorphosen ohne Chalzedonbeteiligung auf. Ob es sich hiebei um Aragonit oder um Kalzit handelt, konnte wegen der Feinheit der Strukturen nicht entschieden werden. In diesem zweiten Schichtelement sind die Chalzedonkörperchen und Quarzkörnchen weit in der Minderzahl.

Limonit als Färbungsmittel des gesamten Gewebes folgt hauptsächlich Kornfugen. Außerdem zeigt das Gewebe noch eine unauflösbare Trübung, deren Ursache nicht erkannt werden konnte.

3. Im Gegensatz zu obigen, stark limonitisch durchfärbten Partien, besteht dieses Sediment noch außerdem aus grobpflastrigem, quarzfreiem und fossilfreiem, klarem, reinem Kalkgewebe (Korn-Ø bis 0,24 mm, selten bis 0,6 mm). Die Körner zeigen Spaltung, aber keine Zwillingslamellen. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Hohlraumausfüllung, welche aber derart gleichmäßig ist, daß man nicht entziffern kann, ob der Hohlraum zuerst wandständig besiedelt worden ist, ob sich eine Konkretion gebildet hat oder ob es sich um Sammelkristallisation eines ursprünglich feineren Kalkgewebes handelt. Bereichsweise an Korngrenzen wenig Limonit.

Die Bänkchen sind von einigen Querklüften durchzogen, welche subnormal zu s verlaufen und mit Kalzit gefüllt sind

Bei diesem Sediment handelt es sich um ehemaligen kieselsäurereichen Kalkschlamm, wahrscheinlich aus dem Mesozoikum. Aus dem Anstehenden kennen wir keine Vergleichsobjekte hiezu.

11. Hornsteine.

Gegenwärtig haben wir noch keinen rechten Überblick über die mengenmäßige Bedeutung der Hornsteine in unseren Schottern. Es scheint aber, daß sie nicht selten sind.

Bräunlich-roter Hornstein, Gr. 10.

Gerölle: $45 \times 33 \times 27$ mm, braunroter, ziemlich heller Windkanter, welcher in einer Partie schon vor dem Windschliff ein grobporiges Gefüge mitgebracht hat.

Äußerlich kann man verschiedene Gewebeteile nicht gut wahrnehmen, nur die gröberen Chalzedonreste sind wegen ihrer weißen Farbe und ihrer Gestalt (wie Hohlraumausfüllungen) schon mit freiem Auge zu beobachten.

Physiographie:

1. Überaus feinstkörniger Quarz (⌀ = 0,002 bis 0,005 mm), sehr gleichmäßig, massig.

2. In diesem Quarzkorngewebe befinden sich rostbraun angefärbte, ballenähnliche Körper mit ⌀ von 0,08 bis 0,013 mm in den Schnitten, d. h. in verschiedenen Schnittlagen sind Kolonien solcher Körperchen von kugeliger oder eiförmiger Gestalt getroffen, wahrscheinlich Reste von Fossilien. Anfärbung durch Limonit. Die Kornfeinheit des Hauptbestandteiles Quarz im Innern dieser Ballen ist dieselbe wie in den ungefärbten Zwischenpartien.

3. Weiters sieht man kompliziert gestaltete Kleinhöhlen, ausgekleidet mit Chalzedon. Die randständige Chalzedonschichte ist immer stengelig, in der Mitte befindet sich eine Ausfüllung mit gröberen Pflasterquarzen (⌀ bis 0,1 mm) und zwischen diesen beiden Zonen häufig eine feingekörnte Quarzmasse wie in 1 und 2. Offene Räume sind im Bereich solcher Kleinhöhlen nur selten. Die Längsfaserrichtung ist Z, daher liegt Quarzin vor.

Das Schema dieser Kleinhöhlenfüllungen kann auch wechseln, z. B.: Randständige Faserschichte, dann feinstkörnige dünne Schichte, darüber radiale Faserschichte wie außen und erst darüber eine pflastrige, relativ grobkörnige Füllung. Außerdem kann die äußerste Wand der Kleinhöhlen auch noch einen Mantel von sehr

kurzen und sehr feinen Fasern tragen. Dieser äußerste Fasermantel erwies sich in einem der untersuchten Fälle als Chalzedon in normaler Orientierung.

Daß offene Höhlen in manchen Bereichen nicht selten sind, zeigt der Augenschein am Belegstück.

4. Der vierte Gewebeteil ist ein Adernetzwerk aus überaus feinem, faserigem Chalzedon, gemischt mit Opal. Die Fasern haben die normale Orientierung des Chalzedons. Über sie hinweg reichen ganze Wolken, welche noch isotrop sind (Opalfüllungen).

Die Gesteinsfärbung rührt von Goethit her, im Vereine mit einzelnen Limonitflecken.

Es sei daran erinnert, wie sehr diesem Gefüge gegenüber dasjenige der älteren Lydite und Phthanite eigentlich schon metamorph aussieht.

V. Zusammenfassung bzw. Schlußbemerkungen.

Es wird hiemit zum ersten Male eine petrographische Bearbeitung eines pannonischen Schotterkomplexes (Schottergrube Griessl, Laßnitzhöhe, Oststeiermark) vorgelegt.

Studiert wurden:

a) Eine Schlitzprobe aus dem oberen Schotterprofil.

b) Für einen ersten Einblick die Petrographie von 200 Geröllen und

c) Siebanalysen des Gesamtprofils der Schottergrube.

Den wesentlichen Inhalt dieser Studie bildet — der Zielsetzung gemäß — die Physiographie von Mustern aus Schotterfraktionierungen und von Lesestücken. Mikroskopisch nicht untersucht wurden die in beachtlicher Menge vorkommenden Pegmatite (Profil A, Fraktion 3 bis 5 mm = 9,6%, Fraktion 10 bis 30 mm = 9,2%, Profil B, Fraktion 15 bis 30 mm = 10,2%), Gneise (10,6%, 9,5%, 26,1%) und Restquarze (43,0%, 44,1%, 50,6%).

Der Verfasser muß bekennen, daß die Mannigfaltigkeit und Besonderheit der angetroffenen Gesteinstypen größer war, als er sie voraussehen konnte. Auch die Möglichkeit, die Gesteinstypen auf bekanntes Anstehendes im möglichen Einzugsbereich beziehen zu können, war in einem viel geringeren Umfang vorhanden als erwartet. Damit aber ergeben sich Ausblicke, welche es notwendig machen, die physiographische Bearbeitung zwar knapp, aber immerhin so eingehend zu gestalten, daß die Basis für weitere Untersuchungen und Vergleiche bereitgestellt wurde.

Es erscheint nicht möglich, das petrographische Resultat am Schluß dieser Studie mit einigen Sätzen richtig zu kennzeichnen. Der Leser muß auf die Einzelbearbeitungen selbst verwiesen werden. Im übrigen kann man ihm nur eine systematische Aufzählung der beobachteten Gesteinsgruppen an die Hand geben, aus welcher auch schon eine sehr wichtige Tatsache zu entnehmen ist, nämlich, daß ganze Gesteinsgruppen, die wir aus dem möglichen näheren Einzugsgebiet kennen (z. B. Eklogite, Amphibolite, Diabase, ferner Dolomite, erkennbare alte Sandsteine u. a.), in den Schottern nicht vertreten sind.

Das Ergebnis der Siebanalysen in Verbindung mit der Petrographie der gröberen Fraktionen und einer Schlußdiskussion werden in einer besonderen Studie demnächst folgen.

VI. Literatur.

ANDREATTA, C., 1933: Analisi strutturali di rocce metamorfiche, III. La disposizione dei microliti micacei nei plagioclasi di ortogneis. Per. Min. Anno IV, Rom, 1—20.

ANGEL, F., 1919: Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie. Jb. Geol. B. A. Wien, 68: 29—62.

— 1923: Petrographisch-geologische Studien im Gebiete der Gleinalpe (Steiermark). Verh. Geol. B. A. Wien, 73: 63—98.

— 1923: Das Gleinalpengebiet als metamorphe Einheit. N. Jb. Min. 51. Beil. 213—230.

— 1924: Gesteine der Steiermark. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 60: 1—302.

— 1929: Über Gesteine vom steirischen Erzberg. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 64/65: 79—100.

— 1930: Notizen zur Morphologie des Antigorites. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 67: 3—6, Abb. 1—4.

— 1930: Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 67: 36—52.

— 1932: Grundriß der Mineralparagenese. Wien, Sprenger, 1—293.

— 1933: Gesteine der Umgebung von Leutschach und Arnfels in Steiermark. Jb. Geol. B. A. Wien, 5—18.

— u. MEIXNER H. u. WALTER L., 1939: Bericht VII: Über den Lehrausflug zur Kristallininsel von Radegund bei Graz, 26. August 1938. Fortschr. Mineral. etc. Berlin, 23: XLVII—LIV.

— 1939: Lehrfahrt auf den steirischen Erzberg, Sonntag, 28. August 1938. Fortschr. Mineral. etc. 23: LV—LXXVI.

— 1939: Unser Erzberg. Ein Abriß der Naturgeschichte des steirischen Erzberges. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 75: 227—321.

— u. TROJER, F., 1955: Zur Frage des Alters und der Genesis alpiner Spatmagnesite. Radex-Rundschau, 2: 374—392.

BLÜMEL, O., 1939: Gesteinskundliche Beiträge zur Kenntnis von Absatzgesteinen der Grazer Umgebung und ihre Anwendung auf Fragen der Gesteinsmetamorphose des mittelsteirischen Kristallins. Unveröff. Diss. Univ. Graz, 1—180.

— 1952: Gesteinskundliche Untersuchungen an Zuschlagstoffen der Bauindustrie. Mineral. Mitteilungsbl. Joanneum—Graz, 1—11.

— 1957: Über die Bestandsaufnahme von Betonzuschlagstoffen (Natürliche Ablagerungen). Mineral. Mitteilungsbl. Joanneum, Graz, 1—5.

CAROZZI, A., 1953: Petrographie des Roches Sedimentaires. Rouge Cie. SA. Librairie del Universite Lousanne, 1—258.

CHUDOBA, K., 1932: Mikroskopische Charakteristik der gesteinsbildenden Mineralien. Verlag Herder, Freiburg i. Br., 1—213.

CORNELIUS, H. P., 1952: Die Geologie des Mürztalgebietes. Jb. Geol. B. A. Sonderband 4: 1—94.

— 1951: Die Geologie des Schneeberggebietes. Jb. Geol. B. A. Sonderband 2: 1—111.

— 1952: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwakkenzone, vom Ostalpenrand bis zum Aflenzer Becken. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1949—1950, 42/43: 1—234.

HAMMER, W., 1924: Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. Jb. Geol. B. A., 74: 1—34.

— 1932: Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Paltental (Steiermark). Jb. Geol. B. A., 82: 127—161.

HANSELMAYER, J., 1949: Beiträge zur Sedimentpetrographie der Grazer Umgebung I. Die Braungesteine (Kölbergit) des Bergzuges Plabutsch-Buchkogel. Jahresber. 3. B. Realgymn. f. M. Graz, 1948/49, 7—17.

— Beiträge II. Petrographie und Chemismus der Dolomite des Plabutsch-Buchkogel-Bergzuges bei Graz. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 81/82: 117—133.

— Beiträge III. 1953: Die Tonsandsteine von der Thaler-Mühle. S. B. Akademie Wiss., Wien, Mathem.-nat. Kl. I., Bd. 162: 1—9.

— Beiträge IV. 1956: Die Chonetenschiefer vom Frauenkogel bei Gösting (Tonige Choneten-Kalkschiefer). ANGEL-Festschrift, Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 69—73.

— Beiträge V. 1954: Die bunten Flaserkalke (unteres Oberdevon) vom Gaisberg und Kollerkogel. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 84: 50 bis 59.

— Beiträge VI. 1954: Der schwarze diluviale Hochflutlehm (Terrassenlehm) von Gleisdorf. S. B. Akademie Wiss. Wien, mathem.-nat. Kl. I., 163: 439—445.

— Beiträge VII. 1955: Ein Beitrag zur Kenntnis des Bindemittels der Eggenberger Bresche. Joanneum, Graz, Mineralog. Mitteilungsbl. 1—10.

— Beiträge VIII. 1957: Der devonische Illit-Schieferton vom Kollerkogel bei Graz. Anzeiger math.-nat. Kl. Akademie Wiss. Wien, 127—139.

— Beiträge IX. 1957: Die Chonetenschiefer des Grazer Paläozoikums. S. B. Akademie Wiss. Wien, mathem.-nat. Kl. I., 166: 19—42.

HANSELMAYER, J., Beiträge X. 1958: Quarzporphyre aus den pannonischen Schottern von der Platte und von Laßnitzhöhe-Schemmerl (Steiermark). S. B. Akademie Wiss. Wien, mathem.-nat. Kl. I., 167: 461—482.
— Beiträge XII. 1959: Zur Petrographie pannonischer Schotter von der Platte, Graz (Schotterbruch Schreiner-Stattegger). Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 89: 35—56.
— 1953: Zur Frage des Schwefelgehaltes in Camgiten. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 83: 43—60.
HÜBL, H.-H., 1942: Chemisch-petrographische Untersuchungen an Schöckelkalken (Steiermark). I. Teil. Zur Chemie und Petrographie der Schöckelkalke und ihrer Rückstände. Zentralbl. Mineral. etc. A. 5: 60—94.
METZ, K., 1938: Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. Jb. Geol. B. A. 165—193.
— 1940: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. Mitt. Reichst. f. Bodenforschung, Wien, 1: 161—220.
MOOSBRUGGER, H., 1954: Geschiebeuntersuchungen an der steirischen Enns (Grundlage der Wasserwirtschaftsplanung), Mineral. Mitteilungsbl. Joanneum, Graz, 2: 40—49.
MOTTL, M., 1954: Hipparion-Funde der Steiermark. Mitt. Museum f. Bergbau etc. Joanneum, Graz, 13: 43—71.
— 1954: Dorcatherium aus dem Unterpliozän der Steiermark. Mitt. Museum Bergbau etc. Joanneum, Graz, 13: 72—75.
— 1955: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark. Mitt. Museum Bergbau etc. Joanneum, Graz, 15: 51—76.
SANDER, B., 1950: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. II: Die Korngefüge. Springer, Wien, 1—409.
SCHMIDT, W., 1932: Technik und Verformungslehre. Bornträger, Berlin, 1—208.
WILLIAMS, TURNER, GILBERT, 1955: Petrographie. Freeman and Co. San Francisco, 1—406.
WINKLER-HERMADEN, A., 1957: Geologisches Kräftespiel und Landformung. Springer, Wien, 1—822.

Ich danke der Österreichischen Akademie der Wissenschaften in Wien ergebenst für eine Subvention aus den „Stiftungszuschüssen" zur Deckung der Dünnschliffkosten. Von den vorgesehenen Schotterbearbeitungen wird hiemit diese Studie als zweite vorgelegt.